

**TEKTONISCHE STRUKTUR UND POSITION DER
MESOZOISCHEN KALKKOMPLEXE UND
TERTIÄREN FLYSCHVORKOMMEN
IM NÖRDLICHEN GIONA-GEIRGE
(MITTELGRIECHENLAND)**

Den Naturwissenschaftlichen Fakultäten
der Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg
zur
Erlangung des Doktorgrades

vorgelegt von
Heinz-Otto Nöth
aus Würzburg

1980
—

1981 #202

**TEKTONISCHE STRUKTUR UND POSITION DER
MESOZOISCHEN KALKKOMPLEXE UND
TERTIÄREN FLYSCHVORKOMMEN
IM NÖRDLICHEN GIONA-GEBIRGE
(MITTELGRIECHENLAND)**

Den Naturwissenschaftlichen Fakultäten
der Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg
zur

Erlangung des Doktorgrades

vorgelegt von
Heinz-Otto Nöth
aus Würzburg

Als Dissertation genehmigt von den Naturwissenschaft-
lichen Fakultäten der Universität Erlangen-Nürnberg



Tag der mündlichen Prüfung: 1. Dezember 1980

Vorsitzender der Promotionskommission:

Professor Dr. H. Wegener

Erstberichterstatter:

Professor Dr. W. Schwan

Zweitberichterstatter:

Professor Dr. E. Flügel

Inhaltsverzeichnis

	Seite
1 Vorwort	3
2 Übersicht über die Helleniden	5
2.1 Stellung im alpidischen Orogen und Abgrenzung	5
2.2 Zonengliederung	7
2.3 Entwicklung in Raum und Zeit	10
2.3.1 Geosynklinalgeschichte	10
2.3.2 Orogengeschichte	13
2.4 Überblick über die Geokinetik des Helleniden - Ägäis - Raumes	15
3 Das Arbeitsgebiet: geographischer und geologischer Überblick	19
3.1 Geographischer Überblick	19
3.2 Geologischer Überblick	22
4 Problemstellung und Arbeitsmethodik	26
5 Stratigraphie im zentralen Teil der Parnass-Giona-Zone	28
5.1 Erforschungsgeschichte und stratigra- phischer Überblick	28
5.2 Karbonatfolge	31
5.2.1 Trias	31
5.2.2 Jura	31
5.2.3 Kreide	37
5.2.3.1 Eokreide	37
5.2.3.2 Neokreide	43
5.2.3.2.1 Neritische Kalkabfolge	44
5.2.3.2.2 Pelagische Kalkabfolge	46
5.2.4 Kalk-Flysch-Grenze	49
5.3 Tertiäre Flyschabfolge	54
5.4 Quartär	60
6 Tektonik der Parnass-Giona-Zone in zen- tralen Teilen des S' Festlandsgriechen- land	62
6.1 Orogene Faltungsphase	62
6.2 Postorogene Bruchtektonik	63
6.3 Kompetenzverhalten des Parnass-Giona- Gesteinsmaterials	64
6.4 Tektonische Diagramme	65

6.5 Einteilung des Arbeitsgebietes in Teilgebiete	70
6.6 Tektonik der Wraila-Kawalaria-Kalke	72
6.7 Tektonik der Tsimona-Tabouria-Kalke	80
6.8 Tektonik der Platowouna-Kalke	88
6.9 Tektonik der Pyramida-Kalke	93
6.10 Tektonik der Wotsikas-Stamata-Kalke	97
6.11 Tektonik der Pirgos-Kalke	100
6.12 Tektonik der Flyschzone auf der Alpe Diasselon	105
6.13 Tektonik der Flyschzone in der Vathya Lakka	112
6.14 Tektonik der Flyschzone im Lazostal	119
6.15 Tektonik der Mornos-Flyschzone	126
6.16 Tektonik der Flyschzone im N	133
7 Ergebnisse	140
7.1 Stratigraphie	140
7.2 Tektonik	142
8 Zusammenfassung	148
9 Schriftenverzeichnis	150
Anhang I: Tafeln I bis XI	
Anhang II: Tektonische Diagramme	
Anlage 1: Geologische Karte des NW' Giona-Gebirges	
Anlage 2: Profile zur geologischen Karte	
Anlage 3: Verzeichnis der linearen und planaren Gefüge-Elemente in regionaler Übersicht	
Anlage 4: Verzeichnis der zitierten Geländepunkte	
Anlage 5: Legende zu den tektonischen Diagrammen	

1 Vorwort

Die vorliegende Arbeit basiert auf Geländebegehungen in den Sommermonaten der Jahre 1974, 1976 und 1977. Sie wurde unter der Leitung von Professor Dr. W. SCHWAN, Ordinarius des Geologischen Institutes der Universität Erlangen-Nürnberg, durchgeführt. Ihm fühle ich mich für die Auswahl des Themas, für die Betreuung im Gelände, für sein äußerst lebhaftes Interesse am Fortgang der Arbeit und nicht zuletzt für die Beschaffung der Geldmittel zutiefst verpflichtet.

Diese Arbeit wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft in großzügiger und dankenswerter Weise gefördert. Für die Vergabe von Ausweisen und Arbeitserlaubnissen bin ich dem Institute of Geological and Mining Research (Athen, Griechenland) verpflichtet.

Besonderer Dank gilt auch dem Paläontologischen Institut der Universität Erlangen-Nürnberg unter der Leitung von Professor Dr. E. FLÜGEL, vor allem Herrn Dr. H. KEUPP, der mir bei der Mikrofossil-Bestimmung wertvolle Hilfe leistete. Für bereitwillige Beratung und oft kritische Hinweise danke ich allen Dozenten, Assistenten und Kollegen des Geologischen Institutes in Erlangen, insbesondere Herrn Dr. U. DOERT, der mich mit Ratschlägen und Diskussionen bei der Geländearbeit unterstützte.

Für Hilfe bei der Herstellung der Dünnschliff-Fotografien danke ich Herrn Dipl.-Geol. B. REICHEL, Erlangen, und Herrn Dr. W. SCHÄFER, Krefeld. Für Unterstützung bei der Aufnahme der zahlreichen statistischen Gefügedaten sowie der Sammlung des umfangreichen Probenmaterials im Gelände danke ich meinem Vater und meinem Cousin M. KUNATH.

Nicht zuletzt fühle ich mich besonders verpflichtet meiner Frau und meinen Kindern, die mit unermüdlicher Geduld die Entbehrungen auf sich genommen haben, die die Abfassung dieser Arbeit mit sich gebracht hat.



Digitized by the Internet Archive
in 2026

2 Übersicht über die Helleniden

2.1 Stellung im alpidischen Orogen und Abgrenzung

Die Helleniden gehören zusammen mit den Dinariden zum Gebirgsgürtel des mediterranen Raumes, in dem die mesozoisch-tertiäre Orogenese in Europa stattgefunden hat. Hier setzte im Tithon und in der Unteren Kreide der alpidische Faltenzyklus ein, der aus der orthogeosynklinalen Zone der Tethys ein Faltengebirgssystem im südlichen Europa und im nördlichen Afrika entstehen ließ.

Bereits SUESS (1885/1909) faßte die Südtiroler Kalkalpen mit den Faltenketten Dalmatiens, Bosniens und Albanien als "Dinariden" zusammen. Er verfolgte die Dinariden als einheitliches Gebirgssystem weiter über den Hauptstamm der hellenischen Halbinsel, an deren S' Ende sie sich bogenförmig nach E zum kleinasiatischen Festland hinüberwenden. Auch KOBER (1914) ordnete die Gebirgsketten der Dinariden und Helleniden demselben großen zweistämmigen alpidischen Gebirgssystem zu, das er in einen auf das Vorland im N bewegten N-Stamm und in einen auf das Vorland im S bewegten S-Stamm untergliederte. Zu letzterem, dem S-Stamm also, zählte er auch die Dinariden und Helleniden mit ihren SW-Vergenzen (Abb. 1).

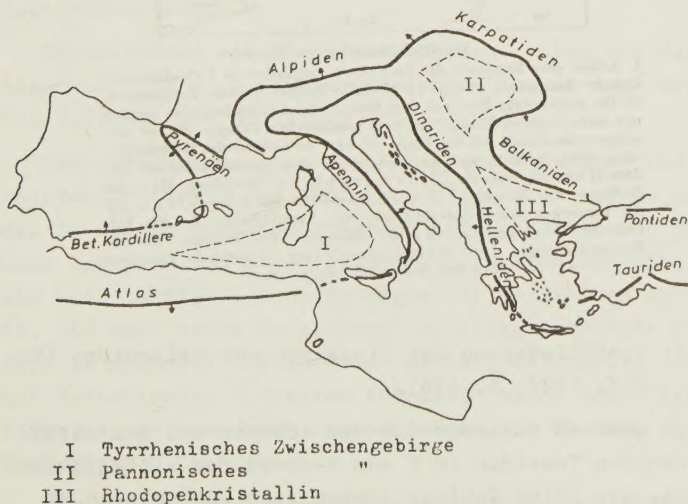
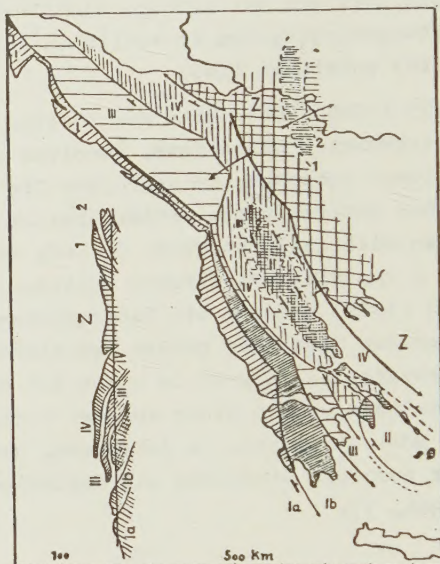


Abb. 1: Das alpidische Gebirgssystem im Mittelmeerraum
(modifiziert nach KOBER 1914).

KOBER (1914, 1929) war es auch, der aus der Merkmals-ähnlichkeit von Dinariden und Helleniden schloß, daß es sich bei den Helleniden um die SE' Fortsetzung der Dinariden handelt. So ergaben sich zwischen Dinariden und Helleniden sowohl in struktureller als auch in stratigraphischer Hinsicht folgende Gemeinsamkeiten: Beide



Die Großgliederung der Dinariden.

I. Außen- oder Randzone der Ioniden, gegliedert in Ia (adriatisch-ionische Außenzone) und in Ib (Cukali-Pindos-Olonos-Parnonzone). II. Die metamorphe Zone mit dem Fenster der Attiden (attisches Fenster mit metamorphem Mesozoicum von penninischer Fazies). II? ist das pelagonische Massiv mit der Frage, ob hier im Gebiete des Metamorphitums nicht vielleicht auch penninisches Mesozoicum vorhanden ist. Die Zone II wird allgemein als „Metamorphiden“ bezeichnet. III = die Kalkzone der Dinariden. IV = die Innenzone der Abyssiden mit der bosnischen Schieferhornsteinzone, der Merditadecke. Z = das balkanische Zwischengebirge. 1 = die Innenzone des Balkans. 2 = das Fenster des Paring. Links das Profil, das die Lage der Zonen der Dinariden und der Balkaniden zeigen soll.

Abb. 2: Großgliederung der Dinariden und Helleniden (KOBER, 1929, S. 426).

Gebirge gehören zusammen mit dem Apennin und dem Atlas im W und den Tauriden im E zum S-Stamm des alpidischen Orogens, und beide Gebirge lassen sich von SW nach NE in Externiden, Metamorphiden, Zentraliden und Interniden

untergliedern, also in Zonen, die sich sowohl in fa-
zieller als auch in tektonischer Hinsicht voneinander
unterscheiden (Abb. 2).

Als Grenze zwischen Helleniden und Dinariden wird
man mit KOBER (1929) die "Albanische Scharung", auch
"Linie von Pec", ansehen müssen. An dieser Linie bie-
gen die Gebirgszüge nach S in eine steil herzynische
Richtung um und ziehen von dort bis in die Ägäis, wo
mit dem Ägäischen Inselbogen ein erneutes Umbiegen
nach E erfolgt. Auf dem kleinasiatischen Festland wer-
den die Helleniden schließlich von den Tauriden abge-
löst, wobei jedoch eine Verbindung zwischen beiden Oro-
genen, von einigen Ausnahmen abgesehen, mehr oder we-
niger problematisch ist, da sich die tektonischen Ein-
heiten im Streichen gegenseitig ablösen (JACOBSSHAGEN
et al. 1978, vgl. Abb. 3).

Das Vorland der Helleniden bildet im SW und W der
adriatische Raum, während das Rückland im NE vom kri-
stallinen Rhodope-Massiv eingenommen wird, welches als
sogenanntes Zwischengebirge (KOBER 1929) die Helleniden
von den Balkaniden trennt, die dem alpidischen N-Stamm
angehören.

2.2 Zonengliederung

Entsprechend der Dinaridengliederung sind die Helle-
niden in $\pm$ NW - SE streichende, nach Fazies und Tekto-
nik verschiedene Großzonen gegliedert.

Frühe Versuche einer Zonengliederung stammen von
PHILIPPSON (1898) und RENZ (ab 1912). RENZ war es auch,
der in seinen zusammenfassenden Arbeiten 1940 und 1955
über Tektonik und Stratigraphie der Helleniden eine er-
ste vollständige Zonengliederung der Helleniden aufstell-
te, die noch heute im allgemeinen gilt. Nach RENZ han-
delt es sich bei diesen Zonen um Faziesseinheiten, die
mit tektonischen Einheiten identisch sind, d.h. Fazies-
einheiten wurden durch Überschiebung von NE nach SW zu
tektonischen Einheiten.

Allgemein werden von NE nach SW folgende Großzonen
der Helleniden unterschieden (Abb. 3 und Abb. 4):



Abb. 3: Die Zonengliederung der Helleniden (nach JACOBSSHAGEN et al. 1978, S. 540).

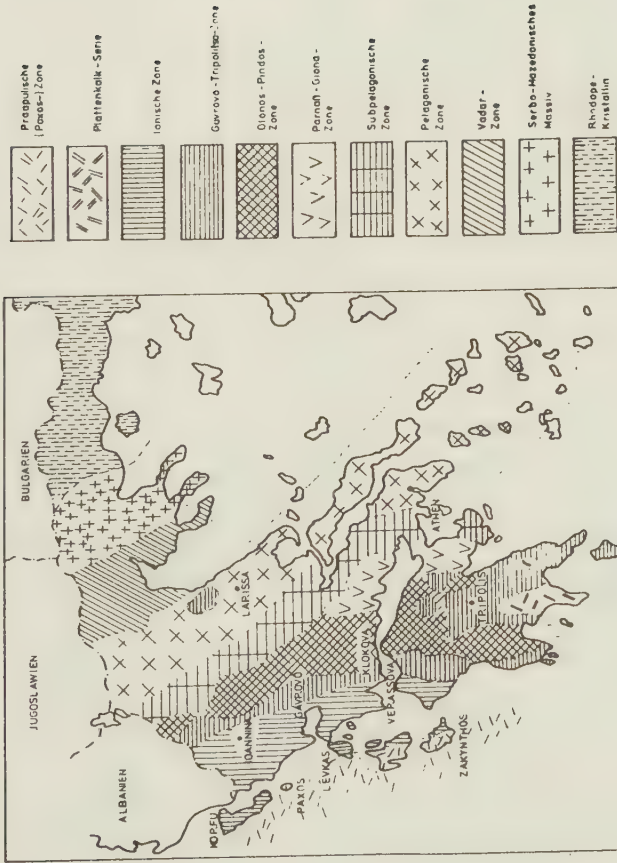


Abb. 4: Die Zonengliederung Griechenlands (nach D. RICHTER 1976, S. 470).

Rückland:

Rhodope-Kristallin

Serbo-Mazedonisches Massiv

Vardar-Zone (= Axios-Zone = innere Ophiolith-Zone)

"circum-Rhodope"-Zone und Ophiolithe

Innerhellenische Decken:

Ophiolith-Deckschollen

Mittlere Kristallin-Zone:

Pelagonische Zone (kristalline Komplexe des Attisch-Kykladischen Massivs)

Zentralhellenische Decken:

Pelagonische Decken

Subpelagonische Zone (= Osthellenische Zone)

Parnass-Giona-Zone

Olonos-Pindos-Zone

Westhellenische Decken

Phyllit-Serie (auf dem Peloponnes)

Gavrovo-Tripolitza-Zone

Ionische Zone (= Adriatische Zone)

Vorland:

Plattenkalk-Serie

Präapulische Zone (= Paxos-Zone).

2.3 Entwicklung in Raum und Zeit

In der Entwicklung der Helleniden lassen sich wie bei den Alpen zwei große Abschnitte unterscheiden, ein geosynklinaler Abschnitt von relativ langer Dauer und ein orogener Abschnitt von relativ kurzer Dauer.

2.3.1 Geosynklinalgeschichte

Wie in den Dinariden liegen auch in den Helleniden hauptsächlich mesozoische und tertiäre Sedimente zutage (Abb. 5). Während der Ablagerung dieser Sedimente bestand ein Geosynklinalsystem aus NW - SE streichenden Schwellen- und Becken-Regionen, wie es die paläogeographischen Profile in Abb. 6 und Abb. 12 zeigen. Diese schematischen Darstellungen der paläogeographischen Entwicklung der Helleniden ließen sich von SW nach NE aus dem Beckencharakter der Ionischen, der Olonos-Pindos- und der subpelagonischen Fazies und aus dem Schwellencharakter der Präapulischen, der Gavrovo-Tripolitza- und der Parnass-Giona-Fazies ableiten.

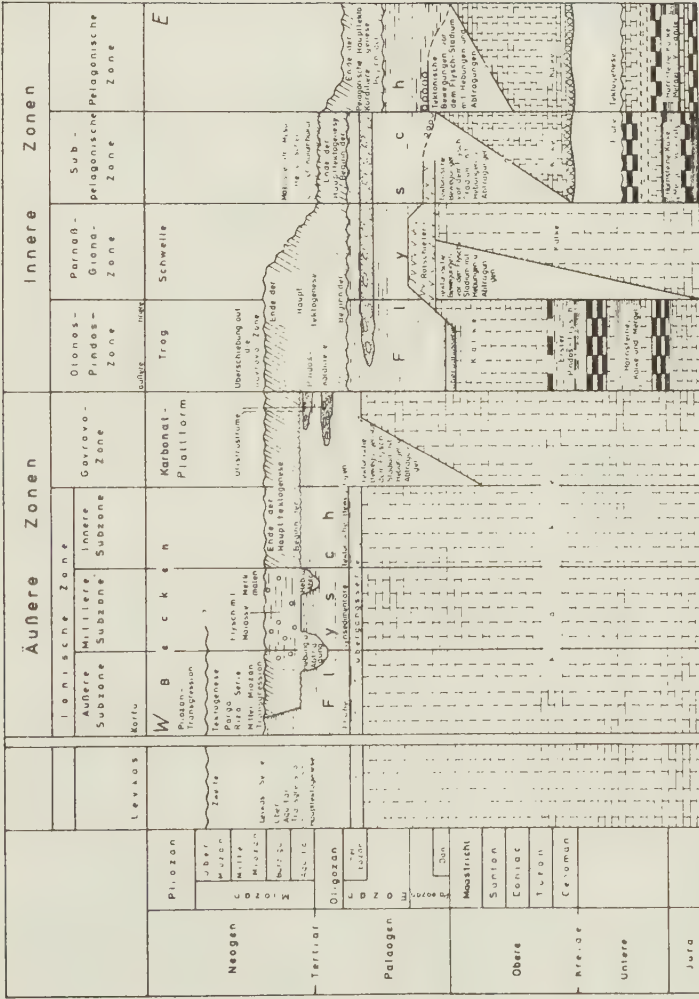
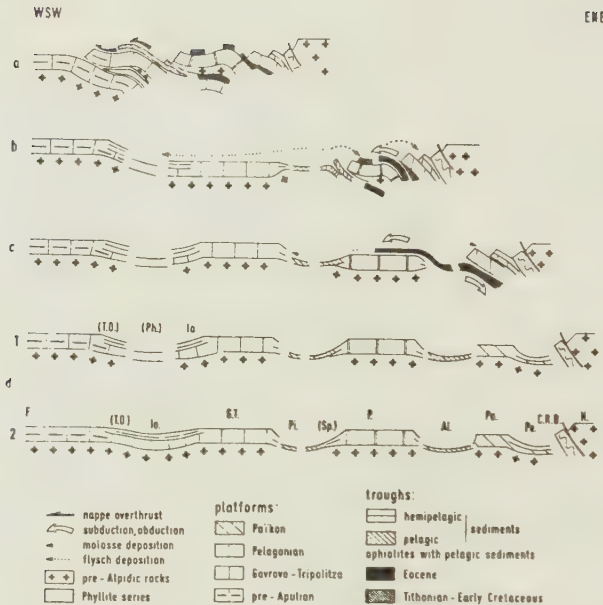


Abb. 5: Schematische Übersicht über die Stratigraphie Griechenlands (aus O. RICHTER 1976, S. 470).



Al = Almopias trough; C.R.B. = circum-Rhodope belt; F = foreland; G.T. = Gavrovo-Tripolitza platform; H = hinterland; Io = Ionian trough resp. zone; P = Pelagonian platform; Pa = Paikon platform; Pe = Peonias trough; Ph = Phyllite trough; Pi = Pindos trough; Sp = sub-Pelagonian zone; T.O. = Talea Ori series.

Erläuterungen zur Abb.:

- a) Mittleres Miozän: Überschiebung der Zentralhellenischen Decken auf die Gavrovo-Tripolitza-Plattform, Transport der Westhellenischen Decken auf das Vorland;
- b) Mittleres und Oberes Eozän: Ophiolith-Obduktion auf bzw. Subduktion einer Ozeanplatte unter die Pelagonische Plattform; Faltung des inneren Pindos-Troges, Beginn der Flyschsedimentation in den Äußerer Zonen; Molasse-Ablagerungen im Mesohellenischen Trog und in Thrazien;
- c) Tithon - Unterkreide: Subduktion des Vardar-Ozeanbodens unter die "circum-Rhodope"-Zone und das Rückland; Obduktion der Eohellenischen Ophiolithe auf die Pelagonische Plattform; Sedimentation eines ophiolithführenden Flysches;
- d) Tröge und Schwellen nach der "circum-Rhodope"-Orogenese: 1) Phyllit-Serien als Substrat der Westhellenischen Karbonat-Serien und 2) Phyllit-Serien als Spezialtrog-Füllung interpretiert.

Abb. 6: Abschnitte der orogenen Entwicklung der Helleniden (Profil durch das N' Kontinentalgriechenland, nach JACOBSSHAGEN et al. 1978, S. 552/553).

2.3.2 Orogengeschichte

Bereits KOBER (1929) und RENZ (1940) postulierten als Vertreter der Allochthonie Deckenbau zumindest für den E' Teil der Helleniden, wobei sie zugleich eine scharfe Zonengliederung forderten. Diese Vorstellung stützte sich u. a. auf die Annahme von mindestens 60 - 80 km Überschiebungsweite der Olonos-Pindos-Zone über die Tripolitza-Zone im S' Peloponnes.

Diese scharfe Zonengliederung im Sinne eines Deckenbaus der Helleniden wurde vor allem von MARINOS (1957) und von BENDER (1960) stark angezweifelt. Diese Autoren befürworteten auf Grund ihrer eigenen Untersuchungen keine tektonische Trennung der einzelnen Zonen, sondern kontinuierliche, sedimentäre Übergänge in horizontaler und vertikaler Richtung, die lediglich von kleineren, lokalen Überschiebungen mit Schuppencharakter unterbrochen wären.

Durch PETKOVIC (1958), der in den Dinariden die Existenz von Überschiebungsdecken nachwies, und durch SI-KOSEK & MEDWENITSCH (1965), die für den südjugoslawischen Raum ein Deckenschema entwickelten, erfuhren die früheren deckentheoretischen Auffassungen eine Wiederbelebung und erhielten gleichzeitig auf Grund vieler neuer Forschungsergebnisse eine moderne Grundlage. Im Bereich der Helleniden waren es vor allem französische Wissenschaftler, die auf Grund neuer stratigraphischer Forschungsergebnisse die alte RENZ'sche Deckentheorie wiederbelebten und modifizierten.

Nach modernen Auffassungen werden in den Helleniden mehrere orogene Phasen unterschieden, so eine kretazische Vorphase und mehrere tertiäre Hauptphasen im Paläogen und im Miozän. Die Vorphase erfaßte lediglich die internen Zonen, zuerst die Pelagonische Zone im E und dann die Subpelagonische Zone im W und hinterließ dort entsprechende Schichtlücken (Abb. 5, S. 11).

JACOBESHAGEN et al. (1976, 1978) sprechen im Zusammenhang mit dieser Vorphase von der Obduktion einer ozeanischen Kruste aus dem Bereich zwischen Pelagonikum und Rhodopen (Abb. 6c). Die ermittelten radiometrischen Wer-

te schwanken zwischen 160 und 120 Mio. Jahre, wobei sich die dinarischen und hellenischen Ophiolith-Komplexe als Innerhellenische Decken einschoben. Alle magmatischen, tektonischen, metamorphen und sedimentären Prozesse, die mit diesem Ophiolith-Einschub zusammenhängen, werden hierbei unter dem Begriff "eohellenische Phase" zusammengefaßt (Abb. 3, 6).

In den externen Zonen wirkte sich die kretazische Vorphase, wenn überhaupt, nur wenig und dann verschiedenartig aus. So registrierte die Parnass-Giona-Zone Bewegungen der inneren Zonen durch epirogene Bewegungen, die zu Heraushebungen führten, an die Paläoverkarstungen und Bauxitbildungen gebunden sind. In der Olonos-Pindos-Zone kam es durch die Ablagerungen von detritischen und terrigenen Sedimenten zur Bildung des "First Pindic Flysch" (Abb. 5).

Die tertiären orogenen Hauptphasen begannen nach AUBOUIN (1958) in der Pelagonischen Zone. Die orogenen Aktivitäten verlagerten sich schrittweise nach W und SW, erfaßten im Eozän die Subpelagonische Zone, anschließend die Parnass-Giona-Zone und schließlich die Olonos-Pindos-Zone, bevor sie im Oligozän die Gavrovo-Tripolitza-Zone und im Miozän die Ionische Zone erreichten (Abb. 6).

D. RICHTER (1976) unterscheidet hinsichtlich des Beginns der Flysch-Sedimentation zwei große Regionen: eine östliche (eugeosynklinale) Zone, die von der Pelagonischen Zone im E bis zur Olonos-Pindos-Zone im W reicht, mit Flyschbeginn $\pm$ am Ende der Oberkreide, und eine westliche (miogeosynklinale) Zone, die die Gavrovo-Tripolitza-Zone und die Ionische Zone umfaßt, mit Beginn des Flysch-Stadiums im Obereozän. Auf Grund des zeitlich differenzierten Einsetzens der Haupttektonogenese in den einzelnen Zonen ergriff lediglich im Obereozän ein einheitliches Flysch-Meer einen Großteil des hellenischen Geosynklinalraumes (Abb. 5).

Nach AUBOUIN (1958) verringert sich die Intensität der orogenen Bewegungen von innen nach außen, so daß allochthone und parautochthone Überschiebungen nur im

NE-Teil der Helleniden auftreten, während für den SW-Teil nur noch Faltenstrukturen und autochthone Verschuppungen charakteristisch sind (Abb. 6).

Bezogen auf den Peloponnes markieren nach JACOBS-HAGEN et al. (1976) vier Tektogenesen die alpidische Entwicklung des Helleniden-Orogens. Entsprechend werden in diesem Bereich auch vier Stockwerke unterschieden: Als Vorland und damit als tiefste Einheit fungiert im W die Präapulische Zone, auf die im Obermiozän als nächst höheres Decken-Stockwerk die Westhellenischen Decken mit der Ionischen Zone und der Gavrovo-Tripolitza-Zone von NE her überschoben wurden. Eine noch höhere Deckeneinheit bildet die Zentralhellenische Deckengruppe, welche von zwei Tektogenesen im Eozän und Miozän geprägt wurde und dabei in ihre heutige Stellung gelangte. Zu dieser Deckengruppe werden auf dem Peloponnes die Olonos-Pindos-Zone, die Parnass-Giona-Zone und das Argolikum zusammengefaßt. Das oberste Stockwerk schließlich bauen die schon erwähnten Ophiolith-Komplexe auf, die als Innerhellenische Deckschollen während der eohellenischen Phase aus dem Bereich der Vardar-Zone obduziert worden sind.

Zu einem vorläufigen Abschluß der Helleniden-Entwicklung führte eine plio-pleistozäne, distraktive Bruchtektonik, die im Anschluß an die tertiären, orogenen Hauptphasen größtenteils die heutige Morphologie Griechenlands schuf. Hierbei wurden die orogenen Falten- und Bruchstrukturen durch die Schaffung großer Bruch- und Grabensystemen, wie z.B. des Golfes von Korinth, weitgehend überprägt.

2.4 Überblick über die Geokinetik des Helleniden-Ägäis-Raumes

Nach jüngsten Vorstellungen wird der Helleniden-Ägäis-Raum als Modell-Beispiel einer vermutlich noch andauernden Inselbogen-Orogenese gedeutet. Zur Klärung der Geokinetik des Inselbogens Südgriechenlands und dessen Randmeer in der Ägäis lassen sich nach SCHWAN (1976a) hauptsächlich zwei Konzeptionen heranziehen:



Abb. 7: Geotektonische Übersicht des Ägäischen Inselbogen/Randmeer-Systems mit Großstrukturzonen, Vulkanbogen, Inselbogen und Tiefseetrog (aus SCHWAN 1976a, S. 108).

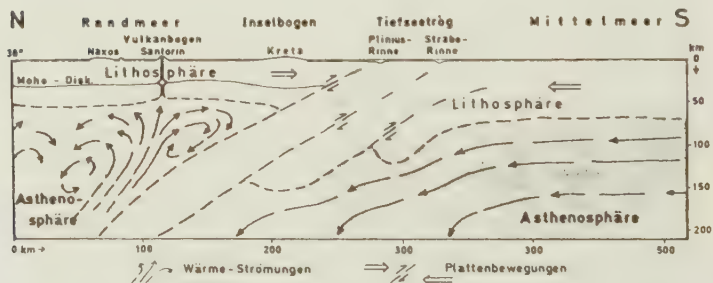


Abb. 8: Hypothetischer schematischer Schnitt vom Untergrund des Ägäischen Inselbogen/Randmeer-Systems und dessen wahrscheinlicher Bewegungs-entwicklung durch Plattensubduktion von außen und Manteldiapirismus von innen (aus SCHWAN 1976a, S. 115).

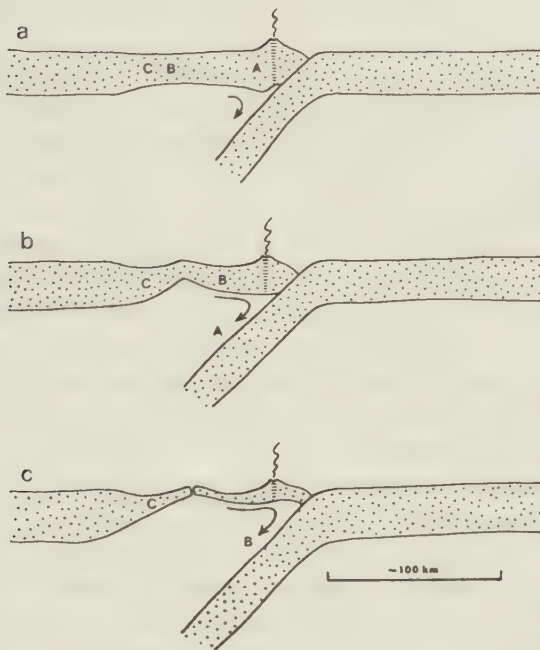


Abb. 9: Schematisches Modell der Entwicklung unter einem aktiven Randbecken. Die Buchstaben deuten den Versatz von Massepunkten an. Punktiert = Lithosphäre. Darunter, weiß = Asthenosphäre (aus DENNIS 1976, S. 80).

- 1.) die Plattentektonik, die von einer Subduktion der Afrikanischen Platte im S unter die Ägäische Platte im N ausgeht (Mc KENZIE 1970 u. a.),
- 2.) der Manteldiapirismus auf der Innenseite des Orogenbogens; dieser Konzeption liegen vor allem vertikale Bewegungen und eine daran gekoppelte Dehnung und Ausdünnung der Erdkruste im Scheitel einer Beule zugrunde (VAN BEMMELEN ab 1969, MAKRIIS ab 1973 u. a.).

Nach dem Konzept der Plattentektonik lassen sich Griechenland und die Ägäis als typisches Inselbogen/Randmeer-System in folgende vier regionale Einheiten untergliedern, und zwar von S nach N (Abb. 7):

- 1.) in eine Tiefseerinne, den sogenannten Hellenischen Tiefseetrog,
- 2.) in einen Inselbogen mit Kreta als Hauptinsel,
- 3.) in ein Marginalmeer, die Ägäis, und, darin liegend,
- 4.) in einen z. T. aktiven, quartären Vulkangürtel, den sogenannten Hellenischen oder Südägäischen Vulkanbogen.

Die Verteilung der Hypozentren rezenter Erdbeben läßt die Rekonstruktion eines nach N fallenden BENIOFF-Zonen-Systems zwischen dem Inselbogen im N und der Tiefseerinne im S zu (CAPUTO et al. 1970), so daß sich im SW-Teil die Subduktion einer Lithosphärenplatte nach NE bzw. im SE-Teil Subduktion nach NNW seismisch andeutet (SCHWAN 1976a u. a., Abb. 8).

Gleichzeitig kommt es entsprechend der Konzeption des Manteldiapirismus, gestützt auf geophysikalische Untersuchungsergebnisse, auf der Innenseite des Orogenbogens zu einer Aufbeulung (vgl. auch MAKRIS 1973), an die sowohl eine subkrustale Erosion und somit ein Aufstieg der MOHO-Diskontinuität, sowie vielleicht ein tektonisches, gravitatives Abgleiten an der Oberfläche gebunden ist. Auf Grund der Dehnung im Scheitel dieser Aufbeulung und der Schwermassenzufuhr in der Asthenosphäre könnte das Ägäis-Becken als Randmeer eingebrochen sein.

Auslösender Faktor für diese vornehmlich vertikalen Bewegungen dürfte nach SCHWAN (1976a) u. a. ein Stau des Konvektionsstromes an der nach N subduzierenden Afrikanischen Platte im subkrustalen Bereich auf der Inselbogen Rückseite sein (Abb. 8 und 9). Dieser Stau führte zu eben dieser Aufbeulung und Korrosion der Kruste und schließlich zu einer Ausweitung der Randmeer-Lithosphäre durch injizierende Schmelzintrusionen. Dies mag bei den großen randpazifischen Becken durch ein "Randbecken-Spreading" (KARIG 1971), "Mikro-Spreading" (HEEZEN 1972) oder "Marginal sea floor spreading" (SCHWAN 1976a) geschehen sein. Im Falle der Ägäis dürfte wohl nur ein Manteldiapirismus (SCHWAN 1976a) offenbar mit mehreren Injektionsstellen aktiv gewesen sein.

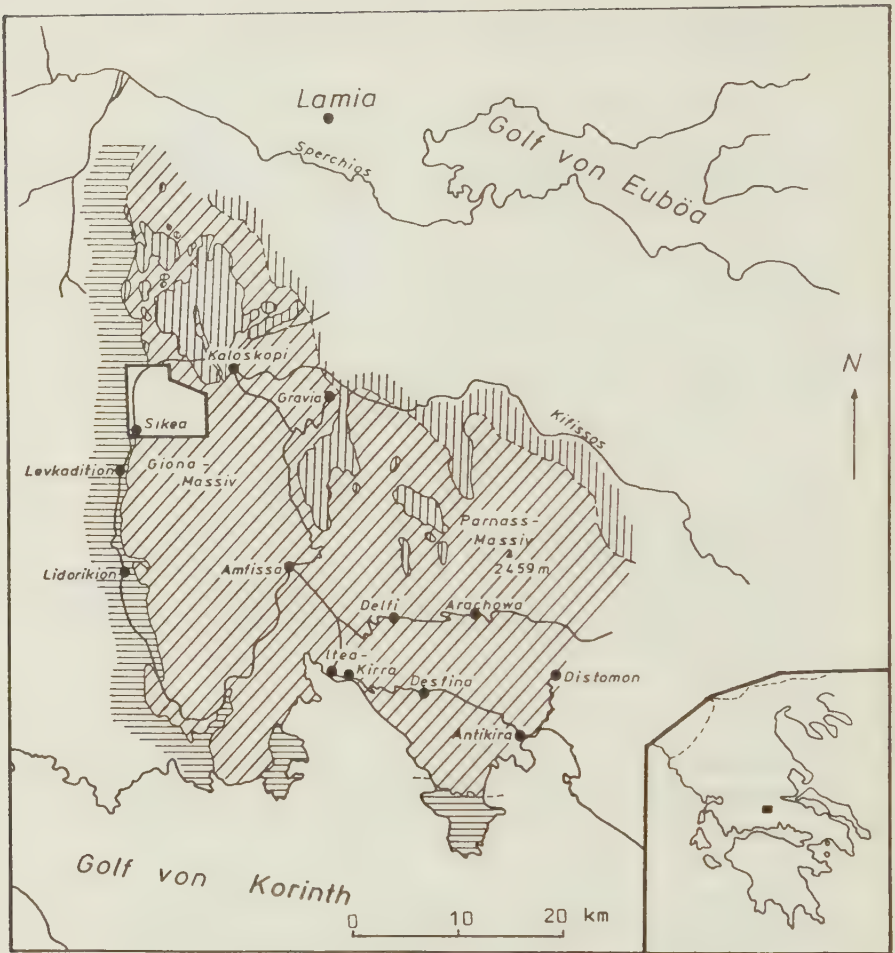
3 Das Arbeitsgebiet: geographischer und geologischer Überblick

3.1 Geographischer Überblick

Das Arbeitsgebiet liegt in der Landschaft Phokis im S' Kontinentalgriechenland. Man erreicht es entweder von Amfissa aus, wenn man auf der Paßhöhe von der Straße Amfissa-Gravia Richtung Kaloskopi abzweigt, oder von Lidorikion aus über Levkadiion nach Sikea (Abb. 10). Das Gebiet, insbesondere der W-Teil, ist noch relativ unerschlossen; nur der E-Teil ist verkehrsmäßig infolge des dortigen Bauxitabbaus zugänglich.

Die Morphologie schwankt zwischen ca. 500 m Ü. N.N. im Tal des Mornos im W und 2512 m Ü. N.N. auf der Pyramida, der höchsten Erhebung des Giona-Massivs und damit des Arbeitsgebietes. Der Pyramida-Gipfel ist auch die größte Erhebung Mittel- und S-Griechenlands, und der Steilabfall im Mornos-Tal bildet die höchste Steilwand des Landes. Weitere zentrale Erhebungen und wichtige geographische Punkte sind der Abb. 11 zu entnehmen.

Die Vegetation besteht in den tieferen Lagen des Arbeitsgebietes aus einer dichten, immergrünen Macchia (z. B. "Kugelbuschvegetation"). Darüber, ab ca. 1100 - 1200 m Ü. N.N., in der oberen Subregion, einer Zone von nahezu mitteleuropäischem Habitus, herrschen Nadelwälder mit Abies- und Pinus-Beständen vor. In den höheren Lagen dieser Region treten örtlich auch Wacholder (Juniperus) auf. Die obere Baumgrenze in dem karbonatreichen, verkarsteten Gebiet liegt bereits bei ca. 1800 - 2000 m Ü. N.N. Die darüber folgende Hochregion, die einen Großteil des Jahres (Dezember/Januar bis Mai/Juni) mit Schnee bedeckt ist, ist die Zone der alpinen Stauden, Kräuter und Gräser, die streckenweise den Boden bedecken und in den Hochtälern bergmattenartige Überzüge ("Dornbuschvegetation" oder "Igelpolsterheiden") bilden. In dieser Zone erfolgt durch halbnomadische Hirten eine extensive landwirtschaftliche Nutzung, wobei Schaf- und Ziegenherden von ca. Mitte Juni bis Anfang Oktober sogar die Fels-



Subpelagonische Zone



Parnass-Giona-Zone



Olympos-Pindos-Zone



Lage des Arbeitsgebietes

Abb. 10: Geographische und geotektonische Übersichtsskizze des Arbeitsgebietes (Geologie vereinfacht nach CELET, 1962).

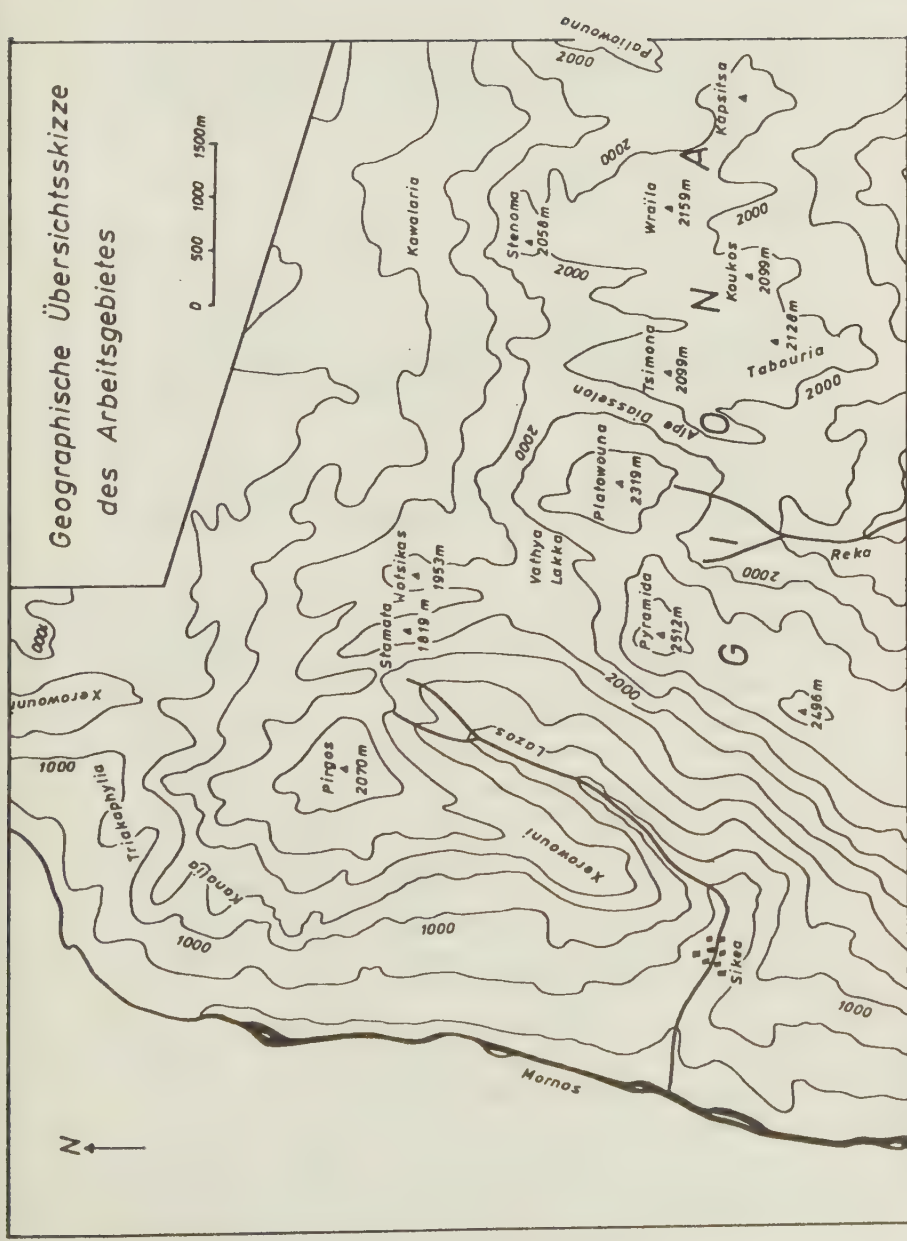


Abb. 11

und Schuttvegetation der Gipfelregion abweiden. An den Hängen des Mornos-Tales weiden auch vereinzelt Rinderherden. Ackerbau, oft mit recht zweifelhaftem Erfolg, wird von der Bevölkerung fast ausschließlich in den wasserreichen Flyschregionen und quartären Talauen der Niederungen, insbesondere im Mornos-Tal bei Sikea im W, bei Stromi im N und bei Kaloskopi im NE des Arbeitsgebietes betrieben.

3.2 Geologischer Überblick

Wie aus Abb. 10 hervorgeht, liegt das Arbeitsgebiet im Bereich der Parnass-Giona-Zone, die linsenartig zwischen der Olonos-Pindos-Zone im W und SW und der Subpelagonischen Zone im E und NE auftritt und so nur einen verhältnismäßig geringen Teil der Helleniden einnimmt. Ihre Hauptverbreitung findet die Parnass-Giona-Zone im S' Festlandsgriechenland, wo sie die bis über 2500 m ü. N.N. aufsteigenden Gebirgsstöcke des Parnass und der Giona bildet, sowie auf dem NE' Peloponnes.

Ähnlich wie die Sedimente der Gavrovo-Tripolitza-Zone bestehen auch die der Parnass-Giona-Zone, wie in Abb. 12 dargestellt ist, aus einem mächtigen, karbonatischen Schwellenmaterial, das im Verlauf der tertiären, orogenen Verformung nur eine großwellige Tektonik zuließ. Nach SCHWAN (1976b) u. a. ist das Parnass-Giona-Mesozoikum nach W und SW auf den Pindos-Flysch überschoben, wobei die Schubweite mehr als 5 km, maximal ca. 8 km, beträgt, so daß nach CORNELIUS (1940) und SCHWAN (1966) in gewissem Grade von Deckenbau gesprochen werden kann. Insgesamt dürfte die Parnass-Giona-Zone allochthone bis parautochthone Stellung relativ zur Olonos-Pindos-Zone haben.

Im Anschluß an die Orogenese kam es, wie in ganz Griechenland, auch in der Parnass-Giona-Zone zu einer postorogenen, distraktiven Bruchbildung und speziell zu einer Vergitterung von Brüchen, die zu einer Auflösung in Einzelblöcke und zu deren Verkippung führte, so daß die orogenen Pressungsstrukturen oft völlig überprägt worden sind. Als Folge dieser postorogenen

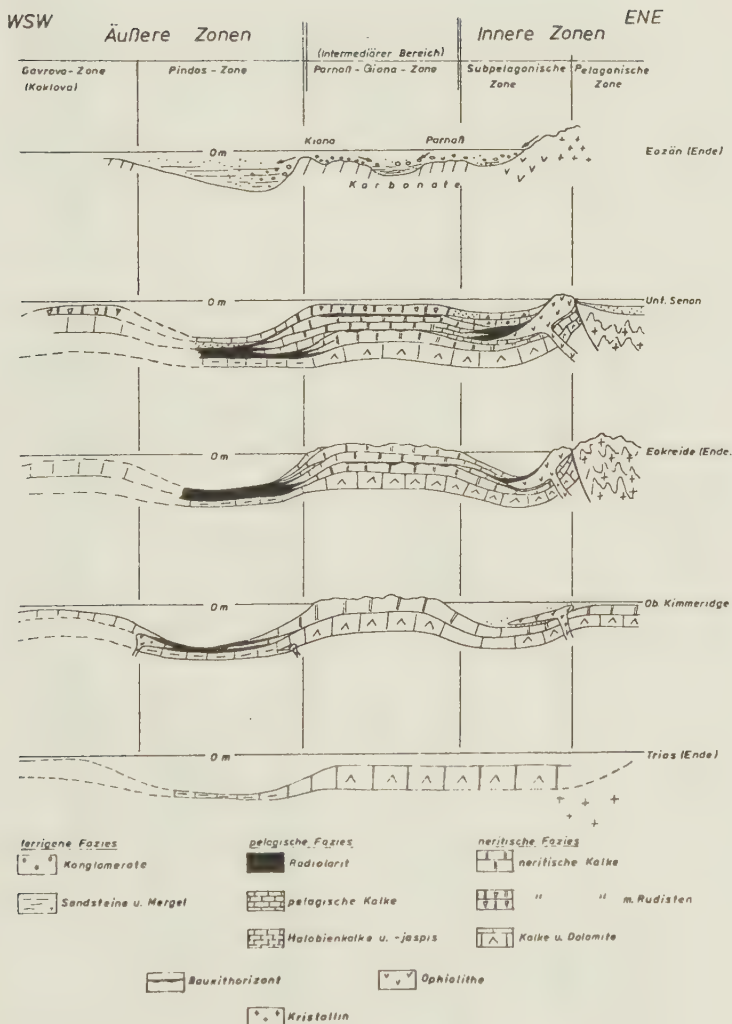


Abb. 12: Schematische Darstellung der paläogeographischen Entwicklung der Parnass-Giona-Zone (modifiziert nach CELET 1962).

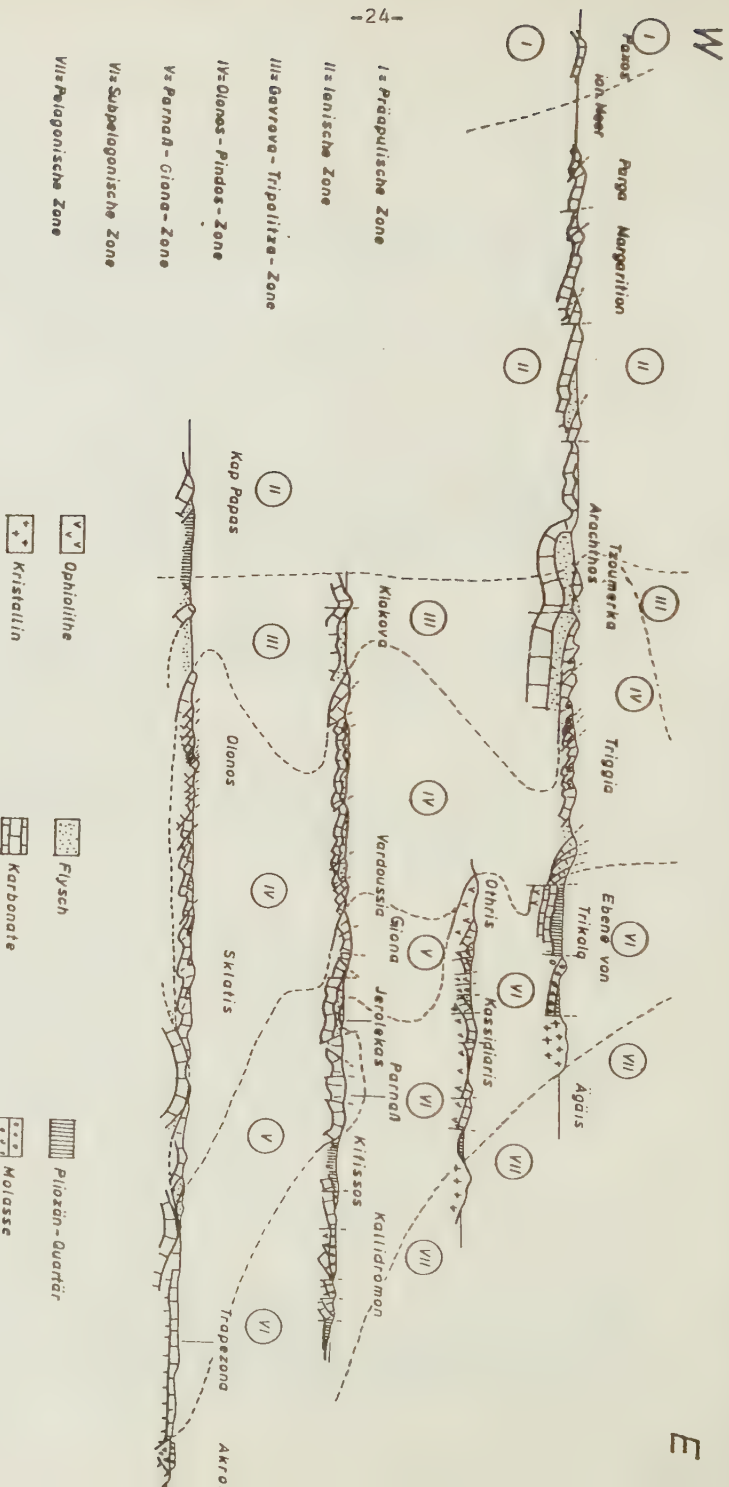


Abb. 13: Serie tektonischer Profile durch die Helleniden (verändert nach AUBOUIN 1957 u. a.).

Bruchbildung entstanden auch die großen, meist $\pm$ E - W oder N - S gerichteten Grabensysteme, zu denen vor allem der Golf von Korinth, das Grabensynklinorium von Delfi-Arachowa (KEUPP 1974) und der Kifissos-Graben als $\pm$ E - W streichende Strukturen und die Depression von Amfissa-Gravia und der Distomon-Graben als $\pm$ N - S streichende Strukturen gehören. Relativ zu diesen umrahmenden Grabensystemen ist die Parnass-Giona-Zone infolge kräftiger Aufwärtsbewegungen horstartig herausgehoben worden, was letzten Endes zu ihrer morphologisch herausragenden Stellung innerhalb Südgriechenlands führte.

Ein besonderes Merkmal tektonischer Art innerhalb der Parnass-Giona-Zone ist die Existenz subpelagonischer Deckenreste (Abb. 10). Dieses Phänomen setzt voraus, daß die Subpelagonische Zone die Parnass-Giona-Zone deckenartig bis zu 15 km weit (SCHWAN 1976b) von NE her überfahren hat. Infolge der postorogenen, isostatischen Ausgleichsbewegungen brachen dann an Ausweitungsstrukturen Teile dieser subpelagonischen Decke als Schollen grabenartig ein (CELET 1962) und blieben so in der weniger exponierten Stellung bis in die Gegenwart als sogenannte "Deckengräben" (SCHWAN 1976b, S. 381) erhalten.

4 Problemstellung und Arbeitsmethodik

Die Thematik läßt nach geologischen und morphologischen Gesichtspunkten eine Aufgliederung des Untersuchungsgebietes in mehrere Teilbereiche zu. Demnach kann differenziert werden zwischen den Parnass-Giona-Kalken und den dazwischen liegenden, $\pm$ isolierten Flyschvorkommen sowie den großen, zusammenhängenden Flyscharealen, die im N und im W die Parnass-Giona-Kalke einrahmen.

Von besonderer Problematik ist die tektonische Stellung der isolierten Flyschvorkommen relativ zu den sie umgebenden Kalken sowie die Art der Kalk-Flysch-Grenzen, insbesondere der Grenze zwischen den Parnass-Giona-Kalken im S und dem großen Flyschbereich im N.

Bisher liegen zur Großtektonik des Arbeitsgebietes folgende unterschiedlichen Deutungen vor:

- 1.) RENZ (1955) stellt das Flyschvorkommen im Vathya Lakka V' unterhalb der Pyramida als freigelegtes tektonisches Fenster dar und zählt die darin anstehenden Flyschserien zur Olonos-Pindos-Zone, die sich nach W an das Giona-Massiv anschließt. Auch die Flyschserien in der Lazos-Schlucht, zwischen Pyramida im SE und Pirgos im NW, stellt RENZ zur Olonos-Pindos-Zone.
- 2.) In der Geologischen Karte von Griechenland 1:50000, Blatt Amfissa, werden die gesamten Flyschserien dieses Raumes zur Parnass-Giona-Zone gestellt und als Einsenkungen bzw. Einbrüche innerhalb der Parnass-Giona-Kalke gedeutet.
- 3.) FELET (1982) vertritt eine Mittelstellung zwischen den beiden bisher angeführten Auffassungen und stellt die Flyschserien im Vathya Lakka im Gegensatz zu RENZ in die Parnass-Giona-Zone, rechnet aber den Flysch des Lazos-Tales als tektonisches Halbfenster ähnlich wie RENZ zur Olonos-Pindos-Zone.

Um bei der aufgezeigten Problematik und den vorhandenen, verschiedenen Deutungsmöglichkeiten mehr Klar-

heit zu schaffen, mußten sowohl in stratigraphischer wie in struktureller Hinsicht weitere Arbeiten durchgeführt werden. Diese umfassen:

- 1.) eine eingehendere stratigraphische (mikrofazilläre) Untergliederung der Karbonat- und Flyschserien. Bisher liegen in der Literatur Detailprofile aus dem Arbeitsgebiet nur von CELET von der Wraiba und vom Pirgos vor (CELET 1982, S. 224 bzw. 3. 234);
- 2.) eine weitere Aufnahme der Art und der Anteile der bestehenden Internstrukturen (Falten-, Schuppen-, Decken- und Bruchschollenbau).

Aus den ermittelten Daten lassen sich konkrete Aussagen ableiten über (aus SCHWAN, DFG-Zwischenbericht 1974, S. 1):

- 1.) die Struktur schaffenden Bewegungen (Charakter, Größe, Aufeinanderfolge und Zeit) und
- 2.) die tektonische Position (Autochthonie, Paraautochthonie, Ferntransport).

5 Stratigraphie im zentralen Teil der Parnass-Giona-Zone

5.1 Erforschungsgeschichte und stratigraphischer Überblick

Erste Hinweise zur Sedimentationsabfolge der Parnass-Giona-Zone stammen von SAUVAGE (1846), der die auffälligen Rudisten-Kalke beschrieb. Eine erste stratigraphische Tabelle der Gesteinsformationen in Mittelgriechenland stellten BITTNER (1880) und NEUMAYR (1880) auf, wobei sie für die gesamte Schichtfolge Kreide-Alter annahmen. Sie unterschieden

- einen "Oberen Kalk" mit Hippuriten, ca. 3000 m mächtig, zwischen Amfissa und Lidorikion,
- Flyschbildungen, einen sogenannten "Macigno" mit Sandsteinen, Konglomeraten und roten Schiefern, eingeschaltet in die eben genannten Flyschbildungen oft
- einen "Mittleren Kalk" mit Gault-Alter im Parnass, und als unterste Einheit
- einen "Unteren Kalk", und zwar einen Plattenkalk mit Radiolariten mit fraglichem Oberjura-Unterkreide-Alter.

Diese Einteilung stiftete in den folgenden Jahren mehr Verwirrung als Klarheit, da der tektonische Aspekt bei dieser Unterteilung, wie sich später herausstellte, fast vollkommen außer Acht gelassen worden war. So waren z. B. die Rudisten-Kalke entsprechend ihrer lokalen Stellung in die obige Tabelle so eingeordnet, daß sie in mehreren Horizonten auftreten konnten.

Bereits PHILIPPSON (1890) zweifelte die BITTNER'sche Einteilung an und hielt sie vielfach sowohl in stratigraphischer als auch in tektonischer Hinsicht für falsch. Dennoch hielt er an der Einteilung in einen "Oberen Kalk" und einen "Unteren Kalk" fest, stellte jedoch den sogenannten "Macigno" ins Eozän.

Eine weitere, schrittweise Klärung der Abfolge der Haupthorizonte der Parnass-Giona-Zone erfolgte dann durch RENZ (ab 1904), der vor allem auf Grund genauer paläontologischer Untersuchungen zu neuen wichtigen Ergebnissen kam. RENZ (1906) unterschied helle und dunkle Kalke, die den Flysch konkordant unterlagern. 1920 schied RENZ folgende Horizonte aus:

- Gastropoden-Kalke des Urgons,
- Ellipsactinien-Kalke und Korallen-Kalke des Tithons,
- Cladocoropsis-Kalke des Kimmeridge und eine
- dolomitische Basis.

In der Folgezeit richtete sich das Interesse bei der Erforschung der Parnass-Giona-Stratigraphie insbesondere auf die Bauxitlager, die ein besonderes Charakteristikum dieser Zone darstellen. Erste Erwähnung fanden die griechischen Bauxitlager bei RENZ, der sie zunächst als vererzte "Terra rossa" bezeichnete. Erstmals als ausbeutbare Lagerstätten wurden die Bauxite von GEORGALAS (1924) und RUMBOLD (1925) aufgeführt. Die wirtschaftliche Nutzung begann dann im Jahre 1927.

GEORGALAS (1924) und VADASZ (1933), welcher vor allem eine chemische Analyse der Bauxite vornahm, gingen nur von einem einzigen Bauxithorizont aus und stellten ihn in die Unterkreide. Während L. NÜTH (1931) bereits zwei Bauxithorizonte, einen oberjurassischen, aber mit Präkimmeridge-Alter, und einen kretazischen erkannte, nahm RENZ (1955) noch für alle Bauxithorizonte posttithonisches Alter an. Mit Ausnahme von L. NÜTH (1931) glaubten alle Autoren an eine große Schichtlücke zwischen Jura und Kreide.

- 1931 gab L. NÜTH auch eine genaue Beschreibung der Kalkformationen im Raum von Distomon (Abb. 10), wobei er sich besonders auf paläontologische Untersuchungsergebnisse stützte. Er unterschied folgende Horizonte:
- eine paläogene Flyschabfolge mit Konglomeratlagen, Wechsellagerungen von Tonen mit Sandsteinen und roten, tonigen Mergeln,
 - oberkretazische Hangendkalke mit hellen, senonischen Massenkalken, z.T. mit Hornsteinen und Hippuriten, und mit dunklen bis grauen, teils bituminösen Kalken mit Radiolariten (Alter: Turon - Emscher),
 - das Hauptbauxitlager (Alter: Unterkreide - Cenoman),
 - Liegendkalke mit hellen Kalken mit Korallen und Nerineen (Alter: Kimmeridge - Tithon), lokal mit einem Bauxithorizont (Alter: Oberjura, Präkimmeridge) und mit hellen und dunklen Kalken des Unteren und Mittleren Jura,
 - triadische Dolomite.

Erstmals wurde auch die Kalk-Flysch-Grenze einer genaueren Analyse unterzogen. NÜTH (1931) beschrieb sie als konkordanten Übergang, der sich bereits in der obersten Kreide vollzieht, wobei die Oberfläche der Kalke oft eine unebene Beschaffenheit zeigt. 1934 untersuchte LAPPARENT vor allem die pelagische Oberkreide, als deren Alter er auf Grund der Mikrofauna Maastricht bestimmte. Als oberste Grenze dieser pelagischen Kalke und damit der gesamten Kalkabfolge der Parnass-Giona-Zone setzte er Dan-Alter fest. 1948 folgten weitere Untersuchungen der pelagischen Oberkreide und ihrer Mikrofauna durch RENZ & REICHEL, die als Ergebnis Paleozän-Alter für die oberste Grenze der Kalksedimentation annahmen.

1960 wurden diese Untersuchungen durch PAPASTAMATIOU (1960) i. w. bestätigt und ausgebaut. Außerdem gelang es PAPASTAMATIOU, die Stellung der verschiedenen Bauxithorizonte innerhalb der Parnass-Giona-Abfolge zu klären. Er erkannte drei Hauptbauxithorizonte, den b_1 -Horizont, den b_2 -Horizont und den b_3 -Horizont, und konnte sie altersmäßig klar datieren, so vor allem den b_3 -Horizont, für den er, entgegen den vorherigen Untersuchungsergebnissen, nur eine begrenzte stratigraphische Lücke zwischen Cenoman und Turon/Seconon annahm.

Einen vorläufigen Abschluß in der Forschungsgeschichte der Parnass-Giona-Stratigraphie brachten die Arbeiten von CELET (1957, 1958, 1962). CELET (1962) führte, entsprechend der nordgriechischen Kreidegliederung in Eo- und Neokreide, eine solche Gliederung auch für die Zentralregion der Parnass-Giona-Zone ein, indem er die oberste Grenze der Eokreide durch den cenomanen Bauxithorizont, den b_3 -Horizont fixierte.

Somit treten in der Parnass-Giona-Zone zwei sedimentäre Hauptabfolgen auf:

eine tertiäre Flyschabfolge mit terrigenen Sedimenten und eine mesozoische Kalkabfolge, unterbrochen von mehreren Bauxithorizonten. Während die Bauxithorizonte ihre Ent-

stehung ersten Bewegungen der inneren Zonen verdanken, ist die Flyschsedimentation eine Folge der in den inneren Zonen der Helleniden bereits wirksamen Orogenese.

5.2 Karbonatfolge

5.2.1 Trias

Gesteine der Unteren und Mittleren Trias innerhalb der Parnass-Giona-Zone sind in der Argolis auf dem NE' Peloponnes als sogenannte Aslepieion-Kalke von RENZ (1906) nachgewiesen worden. Im mittelgriechischen Zentralbereich beginnt die Schichtfolge in der Parnass-Giona-Zone mit obertriadischen Gyroporellen- und Megalodonten-Kalken bzw. -Dolomiten, die von PAPASTAMATIOU (1960) wiederum in drei Horizonte untergliedert wurden (Tab. 1, S. 32). In allen drei Horizonten gehen Kalke und Dolomite durch Fazieswechsel ineinander über.

Schon RENZ (1908) hat eine Vergesellschaftung von Gyroporellen mit Korallen in diesen Karbonaten beschrieben, deren Riff- und Schwellencharakter somit schon frühzeitig bekannt war. Überhaupt ist der Schwellencharakter der Parnass-Giona-Sedimente, der bis in die Oberkreide anhält, wie sich durch andere Untersuchungen herausstellte, ein typisches Merkmal dieser Zone. Dies äußert sich vor allem in einer konstanten Kalksedimentation, die sich in der Parnass-Giona-Zone zu einem Höhepunkt innerhalb der Helleniden entwickelte. Da es sich bei der Parnass-Giona-Zone um ein Hochgebiet mit Riffsedimentation handelt, das seit der Obertrias zur Abtragung neigt, schlossen AUBOUIN et al. (1960) und CELET (1962) auf einen flachen, ausgedehnten Schelfbereich, in dem die Sedimentation der Parnass-Giona-Zone erfolgt sein dürfte (Abb. 12).

5.2.2 Jura

Im Unteren Jura wechseln die letzten Dolomit-Schichten mit grauen, dolomitischen Kalkbänken. Hierbei handelt es sich um zusammenhängende, schwarze, mehr oder weniger bituminöse Kalke mit tonigen Einschaltungen, die als charakteristische Merkmale vor allem Gastropoden und große Bruchstücke von Lamellibranchiaten enthalten. Im Hangenden folgen kleinoolithische Kalke des

[illegible]

Mittleren Jura.

In der S' Giona, im Raum von Penteoria-Eratini, ist nach PAPASTAMATIOU (1960) ein Fazieswechsel im Unteren und Mittleren Jura zu beobachten. So enthalten dort die dolomitischen Kalke des Unteren Jura örtlich Kieselknollen und leiten so zu den Radiolariten der Olonos-Pindos-Zone im W über. In der Ortschaft Penteoria erscheint gar ein Knollenkalk in pelagischer Fazies, der von WIEDENMAYER (1960) auf Grund von Ammoniten-Fauna ins Domerien, also in den Oberen Lias, gestellt wurde. Fazielle Übergänge von der Parnass-Giona-Zone zur Olonos-Pindos-Zone hat auch JOHNS (1977) speziell in diesem Bereich und zwar nahe Galaxidion festgestellt.

Im Hangenden der kleinoolithischen Kalke des Mittleren Jura folgt dann mit dem Einsetzen des Oberen Jura der unterste Bauxithorizont oder b_1 -Horizont, der erstmals von PAPASTAMATIOU (1960) im NE' Parnass bei Tithorea beschrieben wurde. Dieser Bauxit, dessen Lager ohne jedes wirtschaftliche Interesse sind, ist von rötlicher Farbe. Sein Hauptbestandteil ist Diaspor und das Erzgefüge meist pisolithisch, seltener oolithisch. Der b_1 -Horizont, der nur geringfügig diskordant von weiteren Flachwasserkarbonaten überlagert ist, wird als Zeichen einer ersten, orogenen Aktivität der inneren Zonen gewertet, die sich im Bereich der Parnass-Giona-Zone lediglich als epirogene Hebung manifestierte.

Über dem b_1 -Horizont folgen wieder Flachwasserkarbonate, und zwar die sogenannten Kimmeridge-Kalke, die im tieferen Bereich als Cladocoropsis-Kalke und im höheren Bereich als "Trümmerkalke" ausgebildet sind. Ihre Mächtigkeit wird von CELET (1957) und PAPASTAMATIOU (1960) mit 300 - 350 m angegeben.

Die Cladocoropsis-Kalke sind nach der Hydrozoe Cladocoropsis mirabilis benannt (FLÜGEL, E. 1975), welche früher zu den Korallen gestellt wurde. In der Parnass-Giona-Zone wurde erstmals von RENZ (1926) eine Cladocoropsis mirabilis FELIX (= Lovcenipora vinassai GIATTINI nach CELET 1957) bestimmt und ins Untere Kimmeridge gestellt. Entsprechend der Coenozonen-Gliederung von DE CASTRO (1962) und FARINACCI & RADOICIC (1964) gehört

die Cladocoropsis mirabilis in den Unteren Malm (Oxford - Kimmeridge). Daneben erhalten die Cladocoropsis-Kalke noch Molluscen-, Encriniden- und Echinodermenreste.

Über den Cladocoropsis-Kalken folgen Trümmerkalke, die ins Mittlere bis Obere Kimmeridge gehören und die den ältesten stratigraphischen Horizont innerhalb meines Arbeitsgebietes, und zwar im S der Pyramida und des Platowouna bilden. Hierbei handelt es sich um dunkelgraue bis -braune Kalke, die bis in den Zentimeter- und Millimeterbereich stark zerbrochen sind ("Trümmerkalke"), was auf verschiedene, z.T. noch ungeklärte Ursachen zurückgeführt werden kann. Jedenfalls könnte diese Erscheinung Ausdruck einer bereits präthithonisch angelegten, germanotypen Bruchtektonik sein, wobei jedoch zusätzlich eine besonders ausgeprägte Inkompetenz des Materials eine entscheidende Rolle gespielt haben mag. Eine weitere Ursache könnte darin zu suchen sein daß die von mir aufgenommenen Trümmerkalke, insbesondere am S-Hang des Platowouna oder auch bei Desfina (H.-O. NÜTH 1976, S. 24), mit relativ großen, nahegelegenen Auf- bzw. Überschiebungen in Zusammenhang gebracht werden können, so daß möglicherweise auch eine besondere orogene Beanspruchung, gepaart mit verstärktem Inkompetenz-Verhalten, zu dieser ungewöhnlichen Zertrümmerung geführt haben könnte. Auf Grund ihres Gefüges neigen diese Kalke zu besonders starker Verwitterung und nehmen im Gelände, ähnlich wie der Flysch, meist eine weniger exponierte Lage ein.

Mikrofaziell handelt es sich bei diesen Kalken um sparitische Flachwasserkarbonate, in denen als Biogene Dasycladaceen, Milioliden, Textulariiden sowie Schalenreste von Brachiopoden, Gastropoden und Echinodermen zu finden sind. Die Schalenreste sind häufig von Algen umkrustet und können dann als Algen-Onkoide (Tafel II, Abb. 1) angesprochen werden. Die Kalke können nach FOLK (1959, 1962) als Onkobiosparite klassifiziert werden. Partienweise treten jedoch auch Ooide und vor allem Pellets so stark in den Vordergrund, daß

es sich dann um Dopelsparite handelt.

Über den Kimmeridge-Kalken folgt der zweite Bauxit-horizont oder b_2 -Horizont, dessen Lager im S' Parnass, NE' von Desfina und in der Giona von z.T. erheblicher wirtschaftlicher Bedeutung sind und dort auch abgebaut werden. In meinem Arbeitsgebiet kann das Auftreten dieses Horizontes, der von PAPASTAMATIOU (1960) zwischen Kimmeridge und Tithon eingestuft wird, am SE-Hang der Pyramida beobachtet werden (Geländepunkt 345).

Wie schon der b_1 -Horizont, deutet auch dieser Bauxithorizont eine Emersionsphase an. Nach CELET (1962) existierte die Parnass-Giona-Zone in dieser Zeit als litorales Abtragungsgebiet (Abb. 12). Nach E schlossen sich die Subpelagonische Zone und die Pelagonische Zone, die sich auf dem Wege der Heraushebung befanden, an, während sich im W das Pindos-Becken erstreckte. Nach CELET (1962) läßt sich nur mit Hilfe dieser eben beschriebenen Barriere-Stellung der Parnass-Giona-Zone das Fehlen der Ophiolithe einerseits und die Existenz der Bauxite andererseits erklären.

Der Bauxit des b_2 -Horizontes, der im Arbeitsgebiet lediglich am SE-Hang der Pyramida ansteht, besitzt, entgegen bisherigen Beschreibungen in der Literatur, kein pisolithisches, sondern ein körniges Gefüge (Tafel II, Abb. 2). Eingelagert in dem dunkelroten bis nahezu schwarzen Bauxit sind häufig mikroskopisch kleine Kalkbruchstücke als z.T. gerundete, "peloidische" Körner.

Wie aus Tafel II, Abb. 3 hervorgeht, handelt es sich bei Geländepunkt 345 nicht nur um einen Bauxithorizont im engeren Sinne, sondern um einen ca. 2 m mächtigen Haupthorizont, über dem noch drei weitere, allerdings nur ca. 10 - 15 cm dünne Bauxitlagen folgen, wobei jeweils ca. 30 - 50 cm mächtige, z.T. rötliche Kalkbänke zwischengeschaltet sind. Erst dann setzt die Sedimentation der nächst jüngeren Tithon-Cenoman-Kalke voll ein. Aus dieser "Wechselagerung" von Bauxiten und Kalken kann geschlossen werden, daß sich der Übergang von der Hauptemersionsphase des b_2 -Horizontes

zur Sedimentationsphase der Tithon-Cenoman-Kalke nicht abrupt vollzogen hat, sondern allmählich vonstatten ging, wobei Emersion und Sedimentation einander mehrere Male abgelöst haben. Ob es sich hier um ein rein lokales Phänomen oder um eine für den gesamten b_2 -Horizont der Parnass-Giona-Zone charakteristische Erscheinung handelt kann von mir nicht beurteilt werden, da mir ähnliche Beobachtungen aus anderen Teilen der Parnass-Giona-Zone nicht bekannt sind.

Bei den Karbonaten selbst, die zwischen die einzelnen Bauxitlager eingeschaltet sind, handelt es sich bei der untersten, unmittelbar dem b_2 -Horizont aufliegenden Bank wieder um intrasparitische Kalke, wie sie schon aus dem Liegenden des b_2 -Horizontes bekannt sind, hier jedoch von z.T. auffallend konglomeratischer Natur, so daß sie vermutlich aufgearbeitete und erneut sedimentierte Kimmeridge-Kalke darstellen. Im Gegensatz hierzu sind die nächst höheren Kalkbänke Mikrite, bei denen im Mikroskop ein relativ hoher Anteil an dünnen Schalenresten festzustellen ist, welche als Ostracodenschälchen (Tafel II, Abb. 4) identifiziert werden können. Zusätzlich ist für diese Kalke ein gehäuftes Auftreten von Favreinen (Tafel II, Abb. 6 und 7) charakteristisch.

Die ersten, "transgressiven", tithonischen Ablagerungen über dem jüngsten Bauxitniveau des b_2 -Horizontes sind erwartungsgemäß wieder von litoralem bis neritischem Charakter. Im allgemeinen beginnt diese tithonische Abfolge mit weißlichen, sehr kompakten Kalken mit zahlreichen rekristallisierten Fossilresten, wie Korallen, Nerineen und Ellipsactinien. Im Arbeitsgebiet ist der tithonische Anteil der mächtigen Tithon-Cenoman-Kalke sowohl unmittelbar über dem b_2 -Lager am SE-Hang der Pyramida, wie auch im unteren Teil des Wraila-E-Hanges aufgeschlossen. Hierbei handelt es sich, was bereits im Handstück an den herausgewitterten Fossilien recht gut zu erkennen ist, um Gastropodenkalke, die sich im Mikroskop als Gastropoden-Biomikrit identifizieren lassen (Tafel II, Abb. 5). Neben wenigen Fo-

raminiferen (Textularien) können auch Pellets und vereinzelt Ooide gefunden werden, so daß auf intertidales bis flachmarines Milieu geschlossen werden kann. Die Mächtigkeit schwankt um 25 - 30 m.

Zum Teil sind zwischen die Gastropodenkalke bioturbate Kalke eingeschaltet, deren Anteil zum Hangenden hin immer mehr zunimmt und die im Schliffbereich auf Grund ihrer mikritischen Matrix und des darin befindlichen Fenstergefüges mit "birdseyes" und "Stromatactis" (Tafel II, Abb. 9) als Dismikrite (FOLK 1959, 1962) oder als Loferite (FISCHER 1964) angesprochen werden müssen. Auf Grund stromatolithischer Laminationen kann von einem LF-A-Gefüge nach TEBUTT et al. (1965) gesprochen werden, die Hohlräume selbst sind z.T. an ihrer Basis mit mikritischem Internsediment und im oberen Teil mit sparitischem Zement gefüllt. Das so beschriebene Fenstergefüge läßt auf Grund rezenter Vergleiche darauf schließen, daß diese Kalke im Gezeitenbereich (intertidales Milieu) gebildet worden sind (E. FLÜGEL 1978).

5.2.3 Kreide

Wie schon erwähnt, führte CELET (1962) entsprechend der Kreidegliederung in Nordgriechenland auch für die Parnass-Giona-Zone die Begriffe Eo- und Neokreide ein, die er voneinander durch den cenomanen b_3 -Horizont abgrenzte.

5.2.3.1 Eokreide

Eine deutliche Grenzziehung zwischen Jura- und Kreidesteinen ist in der Parnass-Giona-Zone, zumindest bisher, nicht möglich, vielmehr gehen die eben beschriebenen, sogenannten Nerineen- und Ellipsactinienkalke in der Unterkreide allmählich über in hell- bis mittelgraue Kalke mit oolithischen Passagen und urgonoider Mikrofauna. Die Mächtigkeit dieser gesamten Schichtserie, die vom Tithon bis ins Cenoman reicht, wird von PAPASTAMATIOU (1960) und CELET (1962) mit 300 - 400 m angegeben. Daß diese Mächtigkeitsangaben relativ stark schwanken, liegt vor allem daran, daß diese Kalke selten in vollständigen Profilen anstehen, da ihre primä-

ren Mächtigkeiten meist sekundär durch Störungen verändert worden sind.

Daß es sich bei den Unterkreidekalken um nahezu reine Kalkgesteine handelt, geht daraus hervor, daß ihr Mg-Gehalt unter 1% liegt und ihr Ton-Anteil kaum mehr als 3% beträgt (H.-O. NÖTH 1976, S. 26). Die ermittelten Werte stimmen weitgehend mit denen anderer Untersuchungen überein, so daß von mir auf die Bestimmung weiterer Ca-Mg-Gehalte verzichtet wurde. Das gleiche gilt für die neritischen Oberkreide-Kalke, während bei den pelagischen Oberkreide-Kalken ein leichter Rückgang des Ca-Gehaltes zugunsten des Ton-Anteils, der bis auf über 5% zunimmt, zu verzeichnen ist. Der Mg-Gehalt steigt nur bei wenigen Ausnahmen auf knapp über 1% an.

Den Übergang vom Tithon zur Unterkreide dürfte der zuletzt beschriebene Kalktypus mit Fenstergefüge bilden, letzteres verliert jedoch zum Hangenden hin allmählich seinen typischen Charakter, so daß schließlich reine Mikrite zurückbleiben, deren Mächtigkeit 175 - 200 m beträgt. Reine Gastropodenkalke, wie sie für das Tithon typisch sind, treten in der Unterkreide nur noch vereinzelt, lokal auf (z.B. am E-Hang des Platonouna).

An Biogenen besitzen die mikritischen Kalke, die gelegentlich auch als Pelmikrite klassifiziert werden können oder vereinzelt Lumps enthalten, benthonische Foraminiferen wie Milioliden, Placopsiliniden, Valvuliniden, Textularien und Trocholinen, die mit Algen, vor allem mit Dasycladaceen und Cayeusien (Tafel II, Abb. 8), vergesellschaftet sind. In den Kalken bei Punkt 448 konnte so eine Salpingoporella sp. bestimmt werden (Tafel III, Abb. 1). Als weitere Biogene sind in diesen Kalken Ostracodenschälchen (Tafel III, Abb. 2) und die Reste von Gastropoden, Echinodermen, Hydrozoen und Bryozoen zu nennen. Diese eben beschriebene Faunenvergesellschaftung läßt wiederum den flachmarinen Charakter der Unterkreide-Karbonate erkennen, deren Hauptbildungsbereich in der Photosynthese-Zone gelegen haben dürfte.

Diese mikritischen Kalke werden zum Hangenden hin abgelöst von oolithischen Passagen, die sich von den kleinoolithischen Kalken des Mittleren Jura durch ihre relativ großen, grauen Ooide, die z.T. mit bloßem Auge sichtbar sind, unterscheiden. Diese für die Unterkreide der Parnass-Giona-Zone charakteristischen Oolithe konnten im Arbeitsgebiet sowohl im E-Teil, am E-Hang der Tsimona und der Pyramida, wo sie nur wenige Meter mächtig anstehen, und im W-Teil, am Gipfel und am W-Abfall des Pirgos, z.B. bei Punkt 527, wo sie bis zu 50 m mächtig sind, beobachtet werden.

Im Schliffbereich ist zu erkennen, daß es sich um Oosparite bis Oopelsparite handelt, deren Ooide z.T. auch zerbrochen und in der Regel aus mehreren konzentrischen Schalen aufgebaut sind.

Bei Punkt 377 ist als Besonderheit aufzuführen, daß hier neben den normalen Ooiden, zwischen denen z.T. Siltit als Grundmasse ausgebildet ist, in Spalten oder "Taschen" große Ooide zu erkennen sind, deren Kerne meist aus dichten cayeuxienreichen Mikriten bestehen. Möglicherweise handelt es sich hier um sogenannte Pissoide, die ein Hinweis dafür wären, daß es sich lokal um eine Auftauchzone mit Süßwassereinfluß (vadoser Bereich) handelt (Tafel III, Abb. 4).

Als Biogene sind in den Oolithen wieder sehr viele Foraminiferen und vor allem Grünalgen (Dasycladaceen: Salpingoporella sp. bei Punkt 483), Rhodophyceen (Solenopora sp. bei Punkt 527, Tafel III, Abb. 3) und Cayeuxien zu beobachten. Komponenten wie Biogene weisen wieder auf den randmarinen bis flachmarinen Charakter dieser Kalke hin, die möglicherweise in lokal begrenzten Auftauchbereichen Süßwassereinfluß (Pissoide) zeigen.

Im Hangenden der Oolithe folgen im Arbeitsgebiet, so z.B. am E-Hang der Wraila, der Tsimona und der Pyramida sowie vor allem auf dem Platowouna, wieder Kalke, die in ihrer Ausbildung den mikritischen, z.T. dismikritischen Kalken ähnlich sind, die bereits aus dem Liegenden der Oolithe beschrieben worden sind. Ihre Mächtigkeit schwankt um 20 - 50 m. Auch hier kön-

nen, allerdings sehr untergeordnet, wieder Kalke mit Fenstergefüge, sogenannte Loferite (FISCHER 1964), festgestellt werden, so bei Punkt 553 (Tafel III, Abb. 5). Das Gefüge mit relativ undeutlicher Algenlamination kann nach TEBUTT et al. (1965) als LF-B-I-Gefüge bezeichnet werden. Die Karbonatpartien zwischen den Hohlräumen sind demnach aus Mikrit aufgebaut, während die Hohlräume selbst zwischen dem "birdseyes"- und Stromatocystis-Typ eingeordnet werden müssen und an ihrer Basis häufig mit Mikrit und darüber mit Sparit als Zement gefüllt sind (in Tafel III, Abb. 5, weiß eingezeichnet). Bei Punkt 553 treten auch, ebenfalls lokal untergeordnet, Intrasparite auf. Weiter kann, örtlich begrenzt, ein gehäuftes Auftreten von authigenen Mineralen und zwar von Glaukoniten bei Punkt 242 beobachtet werden. Bei Punkt 249 treten Hartgründe auf. Als Biogene in den sonst durchwegs mikritischen Kalken sind Ostracodenschalen, benthonische Foraminiferen (Textularien, Milioliden), sowie Muschelschalen (Tafel III, Abb. 6) zu nennen. Häufig sind in den Kalken Stylolith-Bildungen, die auf Lösungsprozesse (Drucklösung, Subsolution) zurückzuführen sind. So sind in Tafel IV, Abb. 1, diagenetische Intraklasten als "Komponenten" durch Mikrostylolithen begrenzt, daneben treten Bereiche mit Residualtonarealen auf (E. FLÜGEL 1978). Die hier beschriebenen Kalkpartien selbst können auf Grund der beschriebenen Eigenschaften wieder in den flach- bis randmarinen Bereich eingeordnet werden.

Ein Übergang von den bisher beschriebenen Tithon-Cenoman-Kalken zu dünnen Tonschiefern und pisolithischen Bauxiten zum Hangenden hin erfolgt lokal in Teilen des Parnass und der Giona. Dieser Horizont, der ins Cenoman gestellt wird, wurde erstmals von PAPA-STAMATIOU (1960) beschrieben und als $b_{2/3}$ -Horizont bezeichnet. Im Arbeitsgebiet konnte zum ersten Mal der $b_{2/3}$ -Horizont bei Punkt 378 (am Tsimona-E-Hang) im Liegenden des ebenfalls cenomanen Capriniden-Orbitolinen-Kalkes beobachtet werden. Hierbei handelt es sich um 30 - 50 cm mächtige, mergelige Sande mit sehr geringem, pisolithischem Bauxitanteil, die auf Grund

ihrer Beschaffenheit sehr verwittert sind. An anderen Stellen im Arbeitsgebiet konnte der $b_{2/3}$ -Horizont nicht beobachtet werden. Lediglich auf dem Platowouna, etwa in einer dem $b_{2/3}$ -Horizont entsprechenden stratigraphischen Höhe treten gehäuft rötliche bis gelblich-braune detritische Horizonte auf (Punkte 242, 245, 246, 251, 282), in denen lokal auch Filamente (Tafel IV, Abb. 2) festgestellt werden konnten, deren Ursprung infolge starker Neusprossungen und Kornvergrößerung nicht bestimmt werden kann, die aber große Ähnlichkeit mit Schalen von Pinniden aufweisen.

Über dem $b_{2/3}$ -Horizont folgen dann die schon genannten, ebenfalls cenomanen Capriniden-Orbitolinen-Kalke, deren Partien den Abschluß der Tithon-Cenoman-Kalke zum Hangenden hin bilden. Sie unterscheiden sich makroskopisch von den sie unterlagernden Kalken vor allem durch ihre auffallend weiße Farbe und ihre z.T. besonders gute Bankung. Während sie im E-Teil des Arbeitsgebietes, am E-Hang der Wraila und der Tsimona, nur ca. 30 m mächtig und ziemlich untypisch als mikrokristalline, praktisch fossilleere Kalke ausgebildet sind, stehen dagegen die gleichen Partien im W-Teil, am W-Hang des Pírgos und des S' Xerowouni, bis zu ca. 70 m mächtig an und enthalten im Handstück auffallend dunkelgraue bis -braune Capriniden-Schalenfragmente als besonderes Charakteristikum (Punkt 501, Tafel IV, Abb. 3). Wie weiter aus der Abbildung und speziell aus Tafel IV, Abb. 4 hervorgeht, sind hier auch die für diese Kalkabfolge typischen Orbitolinen zahlreich vertreten. Lokal sind auch Kalkkonglomerate eingeschaltet (Tafel IV, Abb. 5), zusätzlich kann in Spalten das Auftreten terrigener Quarze beobachtet werden (Punkt 360).

Nach PAPASTAMATIOU (1960) geht dieser cenomane Orbitolinen-Kalk E' des Parnass in flyschoide, braune Kalkmergel über, was als Faziesübergang zur Subpelagonischen Zone gedeutet wird, deren Cenoman ja flysch-ähnlich entwickelt ist.

Über den Capriniden-Orbitolinen-Kalken folgt, sozusagen als "Top" der Eokreide, der dritte und zugleich

wirtschaftlich bedeutendste Bauxithorizont bzw. b_3 -Horizont, der einer unregelmäßig ausgebildeten Paläokarstoberfläche mit Kavernen und Spalten auflagert oder in letztere eingeschwemmt ist, wie dies die im allgemeinen linsenartig ausgebildeten b_3 -Vorkommen dokumentieren. Besonders typisch ist der b_3 -Horizont im E-Teil des Arbeitsgebietes bei den Punkten 318 (am Wraila-E-Hang), 369 und 378 (am Tsimona-E-Hang) und bei 395 ausgebildet. Bei Punkt 369 ist das Bauxitlager so ergiebig, daß dort momentan ein reger Abbau betrieben wird. Dort, wo größere b_3 -Lager zwischen Eo- und Neokreide fehlen, kann meist eine, wenn auch geringmächtige, rötliche, lateritische Verwitterungszone festgestellt werden, und es können Bauxite als Lese-Steine gefunden werden.

Der Bauxit des b_3 -Horizontes ist von einer sehr spröden Beschaffenheit und deshalb immer stark zerklüftet. Er besitzt eine dunkle, infolge seines hohen Eisengehaltes braunrote Farbe und ist auf Grund des Diaspor als Hauptbestandteil unlöslich. Das Erzgefüge ist meist oolithisch bis pisolithisch mit oft großen eisenschüssigen Pisoiden, die als eindeutiges Indiz für Süßwassereinfluß gewertet werden können (Tafel IV, Abb. 6,7). Die Erze sind nach den chemischen Analysen von VADASZ (1933) von guter Qualität.

Nach VADASZ (1933) entspricht die Unterseite dieser Bauxite, die Paläokarstoberfläche also, einer Regressionsphase, der Bauxithorizont selbst einer Emersionsphase und die Bauxitoberseite einer Transgressionsphase. Somit ist die stratigraphische Emersionsgrenzlinie der Bauxite als Ausdruck einer tektonischen Bewegungszeit ein Leithorizont.

AUBOUIN et al. (1960) führen die Entstehung der Bauxite auf erste Bewegungen der inneren Zonen im E zurück, die sich in den äußeren Zonen durch detritische Sedimentation äußerten. CELET (1962) schließt sich dieser Auffassung an und unterscheidet für die Zeit der b_3 -Bildung von E nach W folgende Großzonen (Abb. 12):

- einen herausgehobenen, gefalteten Pelagonischen Block,
- eine randliche Subpelagonische Vertiefung,

- eine Parnass-Giona-Hochfläche und
- eine Pindos-Furche.

Nach CELET (1962) haben die Bewegungen, die die inneren Helleniden am Ende der Eokreide erfaßt haben, eine Abtragung zuerst eines Teiles des Pelagonischen Massivs und anschließend der Subpelagonischen Zone hervorgerufen. Hierbei spielte die relative Stabilität der Parnass-Giona-Schwelle, die als eine Art Widerlager fungierte, eine wesentliche Rolle. Sie bildete einen beständigen "Damm", der sich zwar mehrere Male in die Höhe hob, der aber nicht dem Druck nachgab, welcher der Aufrichtung der inneren Zonen nachfolgte. Die Bewegungen selbst mußten von einem Druck herrühren, der von NE wirksam war, da die externen Zonen eine konkordante Folge aufweisen. Nur mit dieser Vorstellung läßt sich die intermediäre Stellung der Parnass-Giona-Zone zwischen den internen Zonen im E und den externen Zonen im W definieren und die damit verknüpfte Bauxitbildung hinreichend erklären.

Bezüglich der wirtschaftlichen Nutzung der b_3 -Lager läßt sich sagen, daß sie vor allem zwischen dem Parnass-Massiv im E und dem Giona-Massiv im W, und zwar in den Randbereichen der Fyschdepression von Amfissa-Gravia, ausgebeutet werden. In den letzten Jahren werden allerdings zunehmend auch die Hochgebiete der beiden Massive prospektiert und ausgebeutet. Teilweise hat der Bauxitabbau, der überwiegend im Tagebau betrieben wird, schon solche Ausmaße erreicht, daß die damit verbundene Landschaftszerstörung, z.B. das großflächige Abschlagen der in den höheren Lagen noch vorhandenen ausgedehnten Wälder, weitreichende schädliche Auswirkungen z.B. auf den Wasserhaushalt in dieser Region befürchten läßt.

5.2.3.2 Neokreide

Dem b_3 -Horizont leicht diskordant auflagernd, setzt erwartungsgemäß wieder eine Flachwasser-Kalksedimentation ein. Nach oben jedoch werden diese neritischen Kalke von pelagischen Kalken abgelöst, so daß sich die Neokreide in der Parnass-Giona-Zone stratigraphisch in eine tiefere neritische und in eine höhere pelagische Kalkabfolge untergliedern läßt. Während die Mächtigkeit

der neritischen Kalke um 120 - 150 m schwankt, haben die pelagischen Kalke Überwiegend eine Mächtigkeit von ca. 60 - 70 m.

5.2.3.2.1 Neritische Kalkabfolge

Die über dem b_3 -Horizont folgenden neritischen Kalke haben eine auffallend dunkelgraue bis -braune Farbe. Sie sind lokal stark bituminös, und auf Grund ihrer Dickbankigkeit ist ihre Lagerung im Gelände oft kaum zu erkennen. Zusammen mit den schon beschriebenen Tithon-Cenoman-Kalken sind sie die Hauptgipfelbildner innerhalb der Parnass-Giona-Zone und bauen auch weite Teile des Arbeitsgebietes auf (Gipfel der Wraila, der Tsimona-Tabouria und des Pirgos).

Die Matrix dieser Kalke ist, vor allem im unteren Bereich mikritisch, lokal jedoch auch biomikritisch, wobei allgemein der relativ hohe Gehalt an kleinen Kalkzitkörnchen, bei denen es sich um detritisches Material handelt, auffällt. Bereits von CELET (1962) wurde, allerdings in den Tithon-Kalken, eine ähnliche Erscheinung beobachtet. Nach CAROZZI (1955, aus CELET 1962) entstehen diese Kalke unterhalb von echten Riffkalken, welche in den bathymetrischen Grenzen zwischen 5 m und 15 m gebildet werden. Fehlen in solchen Kalken benthonische Mikroorganismen, wie Foraminiferen oder Algen, so ist dies ein Indiz dafür, daß die Kalke jenseits der Photosynthese-Zone, also in mehr als 45 m Tiefe abgelagert worden sind. Auf Grund ihres Gehaltes an benthonischen Organismen, welche im folgenden beschrieben werden, müssen die hier charakterisierten Kalke jedoch innerhalb der Photosynthese-Zone, unmittelbar unterhalb des Riffbereiches, im lagunären oder Vorriff-Bereich abgelagert worden sein.

Die neritischen Oberkreide-Kalke enthalten in ihrem unteren, ca. 20 m mächtigen Bereich vor allem Milioliden als kennzeichnendes Merkmal und werden hier als Milioliden-Kalke angesprochen. Weiter sind auch filamentöse Algen, wie Dasycladaceen und andere, allerdings fragwürdige Algenreste (Tafel V, Abb. 1) zu beobachten. Von CELET (1962) wird das Auftreten von Thaumatoporella sp. beschrieben. Noch andere Organismen-

reste, wie z.B. Echinodermenreste und Ostracodenschalen sind zu finden. Überwiegend aber handelt es sich im Arbeitsgebiet um fossilleere Mikrite.

Im Hangenden gehen die Milioliden-Kalke horizontal und vertikal in einen ebenfalls dunklen, bituminösen Riffkalk über, der Rudisten als Riffbildner enthält. Die Rudisten waren Bewohner tropischer und subtropischer Oberkreide-Meere, vor allem der Tethys. Unter ihnen erreichten die Hippuritengehäuse eine Höhe bis zu 1 m und bauten z.T. ausgedehnte, rasenartige Riffe (Knollenriffe oder "knoll reef ramps" nach WILSON 1974). Die Hippuriten-Querschnitte sind im Gestein meist als helle, mehr oder weniger ovale Kalzit-Ringe zu erkennen (Tafel V, Abb. 2).

Erstmals erwähnt wurden die Hippuriten der Parnass-Giona-Zone, die im Volksmund den anschaulichen Namen "Ochsenhörner" tragen, von BOBLAYE & VIRLET (1833), die sie jedoch irrtümlicherweise zu den Ammoniten stellten. SAUVAGE (1846) erkannte dann die wahre Natur dieser Fossilien.

Nach AUBOUIN et al. (1960) haben die Rudisten-Kalke untercampanisches bis obersenenonisches Alter. Nach CELET (1962) erscheinen die Hippuriten allgemein im Turon und entwickeln sich im Senon. CELET gibt auf Grund der Rudisten-Fauna mit Vaccinites gr. gaudryi-cornuvaccinum und Radiolites sp. Santon- bis Unter-campan-Alter an.

Riffähnliche Rudisten-Kalke konnten im Arbeitsgebiet vor allem im E-Teil gefunden werden, oft jedoch werden die mikritischen Milioliden-Kalke direkt von hellen mikrobrekziösen bis konglomeratischen Rudistentrümmer-Kalken abgelöst, die die oberste Einheit der neritischen Oberkreide-Kalke bilden.

Wie aus Tafel V, Abb. 3, hervorgeht, besitzen diese Rudistentrümmer-Kalke eine mikritische Matrix, in die z.T. gut gerundete, meist aber mikrobrekziöse Komponenten, die nach E. FLÜGEL (1978) als Extraklasten definiert werden können, eingelagert sind. Diese Extraklasten stellen überwiegend aufgearbeiteten Erosionsschutt

dar, der den älteren, schon beschriebenen neritischen Oberkreide-Kalken entstammt. Charakteristisches Merkmal ist der hohe Anteil an z.T. zentimetergroßen Rudistenfragmenten (Tafel V, Abb. 3), welche im Anstehenden häufig herausgewittert sind (Tafel V, Abb. 4). Mit der Ablagerung dieser 20 - 30 m mächtigen Kalke wird die neritische Sedimentationsphase innerhalb der Parnass-Giona-Zone beendet und das pelagische Sedimentationsstadium eingeleitet.

5.2.3.2.2 Pelagische Kalkabfolge

Bei der pelagischen Kalkabfolge handelt es sich im unteren Bereich um helle Plattenkalke, die z.T. rosafarbene oder schwarze, meist gelblich-braun herauswitternde Hornsteinlinsen enthalten (Tafel V, Abb. 5), und im oberen Bereich um flaserige, rötliche, grünliche oder gelbliche Mergelkalke (Tafel V, Abb. 6). Die gesamte Schichtfolge dieser pelagischen Kalke entspricht den grauen Plattenkalken der Olonos-Pindos-Zone, die ebenfalls Einschaltungen von roten, grauen und schwarzen Hornsteinen besitzen.

Nach CAYEUX (1929) rührt die Kieselsäure dieser meist schichtparallel eingeschalteten Hornsteinlinsen von kieseligen Resten her, die bei der Ablagerung im Zuge einer frühen Diagenese ins Sediment aufgenommen wurden. Eine Untersuchung von VALENSI (aus CELET 1962) mit dem Ziel, in den fründiagenetischen SiO_2 -Bildungen Organismenreste, wie Hystrichosphäriden oder Dinoflagellaten, zu finden, brachte kein Ergebnis. Im Arbeitsgebiet konnten Kieselknollen lokal in der pelagischen Umrahmung der Alpe Diasselon, z.B. bei Punkt 440 (Tafel V, Abb. 5) gefunden werden.

Die Entstehung des Kalkes selbst, in dem diese Hornsteinknollen eingelagert sind, läßt sich aus der Diagenese eines Globigerinenschlammes herleiten, der sich im Zuge einer Maastricht-Transgression abgelagert hat. So unterscheiden sich diese pelagischen Kalke von den sie unterlagernden neritischen Oberkreide-Kalken mikrofaziell vor allem durch ihre reichhaltige, planktonische Mikrofauna, die bereits von LAPPARENT (1934, 1935) und RENZ & REICHEL (1948) und dann in jüngerer Zeit von PA-

PASTAMATIOU (1960) und CELET (1957 - 1962) intensiv untersucht worden ist. Diese Autoren stellten fest, daß es sich bei der in diesen Kalken auftretenden Globigerinen- und Globotruncanen-Fauna um die charakteristische Fauna des obersten Teils des Campan und des Maastricht handelt. Auf Grund der Mikrofauna-Bestimmung konnten innerhalb der pelagischen Oberkreide-Kalke der Parnass-Giona-Zone mehrere Horizonte unterschieden werden. Hierbei wurde zunächst ein unterer Horizont ausgeschieden, in dem vor allem die Foraminiferen-Gattung Globotruncana zusammen mit Gümbelina und Globigerina dominierend ist. Typisch für dieses Niveau, für das Campan-Alter angenommen wird, ist das Auftreten von

Globotruncana linnei d'ORBIGNY,
Globotruncana coronata BOLLI,
Globotruncana tricarinata QUEREAU,
Globotruncana "praecalificiformis".

Darüber folgen Kalke, deren Mikrofauna auf Obercampan- bis Maastricht-Alter hinweist. Typisch für diese Kalke sind

Globigerina compressa PLUMMER,
Globotruncana arca (CUSHMAN),
Globotruncana conica WHITE,
Globotruncana elevata (BROTZEN),
Globotruncana fornicata PLUMMER,
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU),
Globotruncana stuarti (LAPPARENT),
Gümbelina sp.,
Pseudotextularia sp.,
Stensioina sp.

Die Untersuchung der Dünnschliffe aus dem gleichen Niveau, welche aus dem Arbeitsgebiet, insbesondere von der Alpe Diasselon, stammen, zeigt, daß es sich auch hier durchwegs um pelagische Kalke mit feiner, biotischer Matrix handelt, die folgende Fauna enthält:

Globotruncana lapparenti BOLLI (aus H.-O. NÖTH 1976, S. 43),
Globotruncana lapparenti lapparenti,
Globotruncana arca (CUSHMAN) (Tafel VI, Abb. 1),
Globotruncana fornicata PLUMMER,
Globotruncana cf. ventricosa WHITE,
Globotruncana cf. calcarata CUSHMAN (Tafel VI, Abb. 2).

Daneben läßt sich ein hoher Anteil von Gehäuseschnitten von Ostracoden, Globigerinen und Textularien beobachten.

Die eben beschriebenen Plattenkalke gehen allmählich in die eingangs erwähnten flaserigen, schiefrigen und farbigen Mergelkalke (Tafel V, Abb. 6) über, die dann ihrerseits über eine sandige, grünliche, erste Flyschsedimentation zum Rotflysch, zu den sogenannten "Couches rouges", überleiten. Wie schon erwähnt, geht in diesen Mergelkalken bei gleichbleibendem $MgCO_3$ -Gehalt (0,85 - 1,25 %) der $CaCO_3$ -Gehalt von durchschnittlich 97,6 - 96,1 % allmählich zurück, während der Tonanteil eine ebenso stetige Zunahme von 1,2 - 3,1 % auf 4,7 - 5,1 % verzeichnet, bis es sich schließlich im obersten Bereich der Mergelkalke um ein, wie der Name schon sagt, schwachtoniges Kalkgestein handelt (H.-O. NÜTH, 1976, S. 26).

Mikrofaunistisch betrachtet, verschwinden in den Mergelkalken die Globotruncanen allmählich und werden abgelöst von großkammerigen Globigerinen vom Typ Globigerina bulloides. Nach REICHEL (1949) enthalten diese Kalke Repräsentanten der Gattung Globorotalia und besonders von tertiären, stacheligen Gattungen, so daß er für diesen obersten Bereich der Mergelkalke Paleozän-Alter annimmt. AUBOUIN et al. (1960) stellen auf Grund der Tatsache, daß die Globotruncanen allmählich verschwinden und von großkammerigen Globigerinen abgelöst werden, also ein Globigerinen-Kalk zurückbleibt, der im französisch-spanischen Baskenland das Dan repräsentiert, die oberste Grenze der Kalksedimentation in das oberste Maasticht bis Dan. PAPASTAMATIOU (1960) wiederum schließt sich den Ergebnissen von REICHEL an.

Ähnliches beschreibt auch KEUPP (1974) aus der Flyschdepression von Delfi-Arachowa. Auch von mir muß die Obergrenze der Kalksedimentation, zumindest auf der Alpe Diasselon (Punkt 449), ins Paleozän gestellt werden, da hier in den obersten Schichten der Mergelkalke Globorotalia cf. ehrenbergi BOLLI (Tafel VI, Abb. 3) und Globorotalia angulata (WHITE) (Tafel VI, Abb. 4)

bestimmt werden konnten (Bestimmung durch Herrn Dr. KEUPP, Erlangen). Ansonsten wird auf den besonderen Charakter der Kalk-Flysch-Grenze im Arbeitsgebiet im nächsten Kapitel eingegangen.

5.2.4 Kalk-Flysch-Grenze

Bei der Kalk-Flysch-Grenze in der Parnass-Giona-Zone ist die Fragestellung hinsichtlich ihrer Art und zeitlichen Einordnung so komplex, daß sie trotz intensiver Untersuchungen bis heute immer wieder neue Probleme aufwirft. Bereits L. NÜTH (1931) stellte zwar einen konkordanten Übergang an dieser Grenze fest, beobachtete aber dennoch, daß die Kalkoberfläche meist eine unebene Beschaffenheit zeigt. LAPPARENT (1934) erkannte, daß die Kalke nach oben hin zunehmend glaukonitisch werden und phosphatische Trümmer enthalten. PAPASTAMATIOU (1960) führt dies auf eine starke detritische Sedimentation infolge einer Dan-Regression in Griechenland zurück. Nach AUBOUIN et al. (1960) wechselt die Fazies plötzlich, lokal markiert durch eine leichte, submarine Abtragung, was zu einer "hardground"-Bildung führte, und geht so in die roten Flyschmergel im Hangenden über. CELET (1962) erklärt die Unebenheit der Kalkoberfläche mit der Existenz starker Strömungen und mit der Anhebung des Meeresbodens, was zur submarinen Erosion geführt hat. Diese mehr epirogene Anhebung ist aber bereits mit ziemlicher Sicherheit zu den Vorläufern der orogenen Bewegungen zu zählen, die später im Eozän die internen Zonen erfaßt haben. Auch CELET beobachtete eine Verhärtung der letzten Kalkbank, deren unebene Oberfläche mit einer Phosphat- und Hämatitkruste überzogen ist. Hierbei ist das Eisen in Pisoiden oder an der Peripherie von Knollen kondensiert und dringt in Form kleiner Gänge in das Innere des Kalkes ein. Die phosphatischen Trümmer sind unter den Eisenkörnern verstreut, wobei das Kalziumphosphat auch die Kalkgerölle ummanteln und die großen Kammern der Globigerinen erfüllen kann. Nach CELET läßt die Bildung solcher Phosphat- und Eisenkrusten einen mehr oder weniger langen Stillstand der Sedimentation vermuten, hervorgerufen durch eine starke Wasserbewegung,

die die Sedimentation verhindert hat. Hierin drückt sich die intensive Abräumung der Parnass-Giona-"Plattform" aus, während im Westen bereits die sandige Flyschsedimentation begonnen hat (Abb. 5) und "Turbidite" detritisches Material aus dem Pelagonischen Massiv herbeigeschafft haben.

Eine etwas andere Vorstellung vom Charakter der Kalk-Flysch-Grenze innerhalb der Parnass-Giona-Zone vertreten D. RICHTER & I. MARIOLAKOS (1975), indem sie ein 1973 in der Gavrovo-Tripolitza-Zone entwickeltes Modell auf die Parnass-Giona-Zone zu übertragen versuchen. Sie gehen zwar ebenfalls davon aus, daß das deutliche Relief auf der Oberfläche der Parnass-Giona-Kalke eine Abtragung dieser Kalke vor der anschließend einsetzenden Flysch-Sedimentation dokumentiert, sprechen aber in diesem Zusammenhang, entgegen den Vorstellungen der übrigen Autoren, von einer subaerischen Erosion, wobei sie voraussetzen, daß die Parnass-Giona-Kalke am Ende ihrer Sedimentation infolge einer germanotypen Bruchtektonik zumindest teilweise über den Meeresspiegel gehoben und somit der subaerischen Verwitterung ausgesetzt worden sind. Sie sehen in der Anhebung einzelner Bereiche der Parnass-Giona-Kalke über den Meeresspiegel an der Wende Dan/Paleozän Parallelen zu früheren, ebenfalls germanotypen Anhebungen, welche letzten Endes zur Bildung der einzelnen Bauxithorizonte geführt haben. Zu dieser Vorstellung werden folgende Gründe angeführt:

- die Existenz von Kleinkavernen innerhalb der pelagischen Oberkreide-Kalke, was als "augenfälliges, prädepositionales Karstphänomen" gedeutet wird, das über der Meeresoberfläche durch intensive Kalklösung bei der Verwitterung entstanden sein muß,
- die Existenz von Abschiebungen, mit einem Verwurf von mehreren Metern, an der Kalk-Flysch-Grenze. Diese Störungen stehen mit den Rotmergel-Serien in "Sedimentärkontakt", d.h. sie sind "prädepositional", also vor der Ablagerung der Flyschserien, angelegt worden.

Wie bereits aus H.-O. NÜTH (1976, S. 47) hervorgeht, läßt sich jedoch eine solche germanotype Anhebung der Parnass-Giona-Kalke über den Meeresspiegel aus den oben angeführten Gründen nicht hinreichend beweisen, vielmehr widersprechen einzelne meiner Beobachtungen innerhalb der Flyschdepression von Amfissa-Gravia und auch im hier beschriebenen Arbeitsgebiet den obigen Schlußfolgerungen. Folgende Widersprüche lassen sich hierzu anführen:

- Eine Anhebung einzelner Kalkschollen über den Meeresspiegel an der Wende Dan/Paleozän müßte im Zuge einer kräftigen germanotypen Bruchtektonik vonstatten gegangen sein, da sowohl die zuvor abgelagerten Kalksedimente, wie auch die nachfolgenden basalen Rotpelite, die nach D. RICHTER & I. MARIOLAKOS (1975) die Foraminiferen Globorotalia aequa CUSHMAN & RENZ und Globigerina linaperta FINLAY (Sparnac-Ypern) enthalten, eine pelagische Fazies aufweisen. Auch wenn die Bildung dieser pelagischen Fazies möglicherweise in relativ geringer Meerestiefe, etwa im epipelagischen Bereich (E. FLÜGEL 1978), erfolgt sein mag, so müßten doch relativ starke Hebungs- und Senkungsbewegungen stattgefunden haben. Die aus einer so enormen germanotypen Bruchtektonik resultierende Reliefenergie dürfte sich nicht nur auf relativ geringe Unebenheiten an der Kalk-Flysch-Grenze beschränken, wie dies rezent zu beobachten ist.
- Auch ein fazieller Vergleich der Kalk-Flysch-Grenze mit den älteren Bauxithorizonten ist nicht ohne weiteres möglich, da letzteren, wie schon dargelegt, Ablagerungen im extremen Flachwassermilieu vorausgingen wie auch nachfolgten. Da sich diese Bauxitablagerungen jedoch, sozusagen als "Leithorizont", mehr oder weniger über den gesamten Bereich der Parnass-Giona-Zone verfolgen lassen, also nicht irgendwie schollengebunden auftreten, wie dies bei einer germanotypen Zerblockung bei einzelnen aus dem Meer herausragenden Kalkschollen zu erwarten wäre, ist auch eine zur Zeit der Bauxitbildung wirksame germanotype Bruchtektonik nicht hinreichend zu beweisen.

- Es sind keine Bauxitbildungen in der Parnass-Giona-Zone an der Kalk-Flysch-Grenze bekannt, die auf eine Anhebung der Kalke über den Meeresspiegel hindeuten könnten.
- Die von D. RICHTER & I. MARIOLAKOS (1975) beobachteten Kleinkavernen können, insbesondere da sie in einem Trockentälchen anstehen, auch rezenten Ursprungs sein. Außerdem können Paläokarstphänomene und die damit verbundene Anhebung der Kalke über den Meeresspiegel nicht nur Produkt einer germanotypen Bruchtektonik sein, sondern sich auch bei der Heraushebung der Kalke über den Meeresspiegel infolge epirogener Bewegungen gebildet haben.
- Zwar konnten von mir 1976 in der Flyschdepression von Amfissa-Gravia und im Arbeitsgebiet auf der Alpe Diasselon an der Kalk-Flysch-Grenze Abschiebungen beobachtet werden (Anlage 1), aber deren Abschiebungsbeträge sind meist so gering, daß sie für die postulierten Hebungen und Senkungen nicht in Frage kommen. Zudem setzen sich die dabei beobachteten Störungen alle in den Flysch hinein fort, müssen also, falls sie dennoch prädepositional angelegt worden sind, zumindest orogen oder postorogen aktiviert worden sein und sind somit kein hinreichender Beweis für obige Vorstellungen.

Andererseits gibt es jedoch im Arbeitsgebiet etliche Hinweise dafür, daß die Kalkoberfläche am Ende der Kalksedimentation eine mehr oder weniger starke epirogene Hebung erfahren hat und anschließend einer allerdings submarinen Erosion, womit die Bildung eines "hardground" verknüpft ist, unterworfen war, wie dies bereits den eingangs zitierten Vorstellungen entspricht. Dafür sprechen Erscheinungen, die auf der Alpe Diasselon sowohl in den obersten Kalkschichten, also vor der Beendigung der Kalksedimentation, wie auf der Kalkoberfläche, d.h. nach Beendigung der Kalksedimentation, aber noch vor Beginn der Flyschsedimentation festzustellen sind:

- Ca. 3 - 4 m breite linsenartig einsetzende, z. T. rötliche Kalke, die etwa 1 m unterhalb der Kalk-

- oberfläche anstehen, müssen als Anschnitte von Kalk-sedimenten angesehen werden, die in schmalen, sub-marinen Rinnen abgelagert worden sind (Punkt 445).
- Serpulidenartige, ca. 0,5 cm dicke Röhrenstrukturen in diesen obersten Kalkschichten sind Indiz für zunehmend hartes Substrat und Bildung einer Diskontinuitätsfläche (Punkt 445, Tafel VI, Abb. 6).
 - Die Besiedelung der Kalkoberfläche durch leider nicht bestimmbare Echiniden, welche nicht in den Kalk ein-sedimentiert sind, sondern diesem unmittelbar aufliegen, sind ein Beweis für die Sedimentationsunterbrechung möglicherweise als Folge einer epirogenen Hebung und einer "hardground"-Bildung. Echiniden treten zwar bevorzugt in flachmarinen, aber auch vereinzelt in tieferen Bereichen auf (Punkt 449, Tafel VI, Abb. 5).
 - Ein weiterer Hinweis für die Bildung einer Diskontinuitätsfläche an der Kalk-Flysch-Grenze sind die schon erwähnten Eisen- und Phosphatkrusten auf der Kalkoberfläche (Punkt 449, 458), deren Bildung jedoch problematisch ist. Grundsätzlich gibt es hierfür mehrere Möglichkeiten: eine prädepositionale Bildung dieser Krusten vor der Flyschsedimentation oder eine diagenetische Bildung nach der Flyschab-lagerung. Eine sekundäre Bildung von Phosphaten, d.h. eine Ausfällung im Porenwasser mariner Sedimente, ist u. a. nach SEIBOLD (1974) möglich. Danach bilden sich Phosphate vielleicht dadurch, daß sie Kalke verdrängen. Ausgangsmaterial hierfür könnte im vorliegenden Falle der Foraminiferen-Schlamm sein, aus dem die pelagischen Oberkreide-Kalke entstanden sind. Setzt man jedoch voraus, daß sich die Phosphatverbindungen am Meeresboden auf der Kalkoberfläche gebildet haben, so bedarf dieser Vorgang noch gesonderter Erklärung. Nach SEIBOLD (1974) werden rezente Phosphatbildungen i. a. in 100 m Wassertiefe beobachtet, also im Schelfbereich und auf submarinen Bänken und Bergen (Guyots). Dennoch ist die Bildung von Phosphaten im Meer weitgehend problematisch. Interessant ist jedoch, daß gerade die ausgedehnten

W- und N-afrikanischen Phosphatvorkommen ebenfalls an der Wende Kreide/Tertiär gebildet worden sind, so daß vielleicht auch spezielle paläogeographische Gegebenheiten für die Entstehung von Phosphaten als (?) "Leithorizont" verantwortlich sein könnten. Ebenso schwierig ist die Frage nach der Entstehung von Eisenverbindungen zu beantworten, wenn man eine submarine Bildung im Meerwasser voraussetzt, da dieses i. a. so wenig Eisen enthält, daß es diesbezüglich als "chemisch rein" zu bezeichnen ist. Nach SEIBOLD ist jedenfalls die rezente Bildung von Glaukonit, einer komplizierten Kaliumeisensilikat-Verbindung, ebenfalls auf den Flachwasserbereich beschränkt. Andererseits sind Fe-Mn-Krusten und -Knollen u. a. für tiefmarine Sedimente typisch.

- Ein weiterer Hinweis für flächenhafte submarine Erosion und "hardground"-Bildung einerseits, sowie für relative Küstennähe andererseits sind zentimeter- bis faustgroße Konglomerate kristallinen Ursprungs, die lokal der Kalkoberfläche aufliegen und den internen Zonen entstammen müssen (Punkt 446).

5.3 Tertiäre Flyschabfolge

Das Erscheinen von roten Mergeln zu Beginn des Tertiärs, welche sehr feine detritische Produkte, wie Glimmerblättchen und Quarzteilchen enthalten, beendete den Kalkzyklus der Parnass-Giona-Zone. Nach AUBOUIN et al. (1960) markieren diese roten Schichten den Beginn der Flyschfazies und unterstreichen die erneuten Bewegungen der Pelagonischen Ketten, die an ihrer Oberfläche abgetragen und laterisiert wurden. Auch in den Helleniden ist der Flysch die letzte stratigraphische Einheit, die in die Faltung miteinbezogen wurde.

Wie schon erwähnt, wurde der Parnass-Giona-Flysch bereits 1880 von BITTNER und NEUMAYR unter der Bezeichnung "Macigno" eingeführt, aber noch in die Kreide eingestuft. PHILIPPSON (1890) stellte ihn dann ins Alttertiär. Bereits frühzeitig war erkannt worden, daß der Flysch die Parnass-Giona-Kalke konkordant überlagert und bis ins Alttertiär reicht, als die Hauptfaltung am Ende des Eozän im Zuge der pyrenäischen Phase erfolgte.

Im allgemeinen zeigt die Flyschserie in der Parnass-Giona-Zone drei gut unterscheidbare Einheiten, die mit den feinsten Anhäufungen, den sogenannten Rotpeliten, einsetzen, über denen die mächtige, rhythmische, "intermediäre" Serie der sogenannten Sandstein-Schiefer-Wechsellagerungen folgt, während die oberste, zugleich größte Einheit von den Konglomeraten gebildet wird. Diese Dreiteilung ist vor allem in den Flyschdepressionen von Delfi-Arachowa (KEUPP 1976), von Amfissa-Gravia (H.-O. NÜTH 1976) und in dem großen Flyschareal unmittelbar N^o der Giona gut zu beobachten. Dieses zuletzt genannte Flyschvorkommen, das die Parnass-Giona-Kalke nach N hin ablöst, und dessen S-Teil ungefähr von Stromi im W bis über Kaloskopki im E zieht, soll im weiteren Verlauf dieser Arbeit, der Vereinfachung wegen, als Flyschdepression von Stromi-Kaloskopki bezeichnet werden. Dies scheint mir in Anlehnung an die zuvor genannten Flyschdepressionen gerechtfertigt, zum einen wegen der Ähnlichkeit ihrer tektonischen Grenze zum Parnass-Giona-Kalk, was im tektonischen Teil dieser Arbeit beschrieben wird, und zum anderen deshalb, weil auch diesem Flyschareal, ähnlich wie bei der Flyschdepression von Amfissa-Gravia, subpelagonisches Material, die Iti-Deckscholle, aufliegt. Nach CELET (1962) geht die Bildung solcher Flyschdepressionen auf Vertiefungen oder Inflexionen innerhalb der Parnass-Giona-Kalke vor der eigentlichen Faltung zurück, wobei diese präorogenen Einsenkungen Pressungserscheinungen als Ausdruck der Aufrichtungsbewegungen der inneren Zonen sein können.

Etwas abweichend ist die Flyschentwicklung der Parnass-Giona-Zone auf den beiden großen, namengebenden Massiven. Hier ist eine Dreiteilung eigentlich nicht mehr gegeben, wie der Flysch auf der Alpe Diasselon im Arbeitsgebiet zeigt. Während die Rotpelite voll und die Konglomerate mit reduzierten Mächtigkeiten entwickelt sind, fehlen die zwischengeschalteten Wechsellagerungen nahezu vollständig bzw. treten nur lokal eingeschaltet auf (Punkte 271, 448). Zur Erklärung dieser Erscheinung müssen paläogeographische Gesichts-

punkte angeführt werden, nämlich die, daß die beiden Massive bereits präorogen als submarine Hochgebiete ("subaquatische Barrieren" nach CELET 1962) im Gegensatz zu den zuvor beschriebenen, ebenfalls präorogen angelegten Flyschdepressionen, existierten, wie dies in Abb. 12 am Ende des Eozäns dargestellt ist.

Ähnlich, aber geringmächtiger als in den Flyschdepressionen, sind die Basisschichten der Rotpelite auf der Alpe Diasselon ausgebildet. Es handelt sich hierbei um graugrüne, z.T. auch rötliche, ca. 2 m mächtige Pelite (Punkt 446, Tafel VI, Abb. 7), die nach oben hin von einer ca. 1 m mächtigen Mergelbank abgelöst werden, welche das Unterlager für die in diesem Bereich bis zu etwa 70 m mächtigen, eigentlichen Rotpelite bildet. Das Besondere an dieser Mergelbank ist, daß sie z.T. sekundär verkieselt ist, was wohl diagenetisch bedingt ist, da Stopfgänge von Sedimentfressern in diese silikatreichen Partien hineinführen und dort allmählich ihre Struktur verlieren (Tafel VI, Abb. 9). Die Mergelbank selbst besitzt paleozänes Alter, da in ihr die planktonischen Foraminiferen Globorotalia angulata (WHITE) und Globorotalia ehrenbergi BOLLI bestimmt wurden. Verkieselungen der oben beschriebenen Art und in dieser stratigraphischen Höhe sind bisher aus der Parnass-Giona-Zone nicht bekannt.

Wie Flyschbildungen im allgemeinen, so zeichnet sich auch der Parnass-Giona-Flysch durch relativ große Fossilarmut aus. Dennoch bestimmten D. RICHTER & I. MARIOLAKOS (1975) in der basalen Rotpelitserie eine pelagische Fauna, die mit

Globorotalia aequa CUSHMAN & RENZ und

Globigerina linaperta FINLAY

auf Sparnac-Ypern-Alter hinweist. Ebenfalls an der

Basis konnte von CELET (1962) eine dano-paleozäne

Mikrofauna mit Miscellanea sp. beobachtet werden.

Lokal fanden sich in den Rotpeliten mehrere bis zu

wenige Zentimeter mächtige, grünlichgraue Mergel-

bänkchen, die reich an Serpuliden-Röhren sind (Tafel

VI, Abb. 8). In einer dieser dünnen Mergelbänkchen,

nur wenige Meter unterhalb der Rotpelit-Oberkante wurden auf der Alpe Diasselon Globorotalien vom Typ Globorotalia abundocamerata BOLLII und vor allem Globorotalia aequa CUSHMAN & RENZ festgestellt. Insbesondere die zuletzt genannte Form weist altersmäßig auf oberes Paleozän, möglicherweise auch auf unteres Eozän hin. Insgesamt kann für die Rotpelitsedimentation paleozänes bis untereozänes, lokal außerhalb des Arbeitsgebietes auch Dan-Alter angenommen werden.

In der Flyschdepression von Stromi-Kaloskopi erfolgt, im Gegensatz zum Flysch auf der Alpe Diasselon, ein allmählicher, etwas konglomeratischer Übergang von den Rotpeliten zu den Sandsteinen und glimmerigen Mergeln, wobei die Farbe von rot nach graugrün bis gelbbraun umschlägt. Die zeitliche Einordnung dieser rhythmischen Serien, bestehend aus nur wenige Zentimeter dicken, psammitischen und feinen, mergeligen Peliten, ist auf Grund der Faunendatierung des Rotflysches möglich, so daß unter- bis mitteleozänes Alter angenommen werden kann. An Fauna werden von CELET (1962) lediglich einige Fischreste beschrieben. Nach oben hin werden die psammitischen Bänke dieser rhythmischen, regelmäßigen Wechsellagerung zunehmend mächtiger (0,5 - 1 m), sind sehr hart und regelmäßig gekürnt. Zwischen die sandigen Bänke schalten sich Mergellagen von 10 - 50 cm Mächtigkeit, die verschiedene Quellhorizonte darstellen können. Die Mächtigkeit der Wechsellagerungen ist im Arbeitsgebiet schwer zu schätzen, da sie auf Grund von Störungen sekundär stark verändert worden ist. Auch in den übrigen Bereichen der Parnass-Giona-Zone ist ihre Mächtigkeit starken Schwankungen unterworfen, man kann aber im allgemeinen von ± 100 m ausgehen.

Die rhythmischen Wechsellagerungen stellen einen idealen Horizont für kleintektonische Untersuchungen dar. Insbesondere im Mornostal (Punkte 515 a, b, c und 528 b) neigten die psammitischen Bänke sehr leicht zur Faltenbildung auf engstem Raum, während die zwischen-geschalteten Mergellagen als Gleitmittel fungierten. Anhand der gradierten Schichtung (graded bedding) lassen sich z. T. überkippte Lagerungen nachweisen, wenn man

davon ausgeht, daß die psammitischen Bänke in Normal-lage an ihrer Unterseite mit scharfer Kante und mit gröber-klastischen Bestandteilen einsetzen und von der Sohl- zur Dachfläche hin immer feinere Korngrößen enthalten, bis sie dann zuoberst in eine Ton-Mergel-Lage übergehen. Weiter sind Sedimentstrukturen, wie etwa Belastungsmarken (load casts), Strömungsmarken (flute casts) oder Fraßspuren und Kotpillen zu beobachten.

Über den Wechsellagerungen oder, wie von der Alpe Diasselon beschrieben, unmittelbar über den Rotpeliten folgt die oberste Einheit des Parnass-Giona-Flysches: die obereozäne Konglomerat-Serie. Über ihre Mächtigkeit können nur ungenaue Aussagen gemacht werden, da die Konglomerate an keiner Stelle des Arbeitsgebietes in ihrer gesamten Abfolge anstehen. Es kann jedoch mit ziemlicher Sicherheit angenommen werden, daß sie wie in den übrigen Teilen der Parnass-Giona-Zone über 100 m mächtig und naturbedingt starken Schwankungen unterworfen sind. Die Konglomerate treten in groben Lagen von mehreren Metern Mächtigkeit auf und sind durch ein sandig-mergeliges Bindemittel miteinander verkittet. Es sind polymikte Konglomerate, deren Komponenten nach CELET (1962) aus der Pelagonischen, der Subpelagonischen und auch aus der Parnass-Giona-Zone selbst stammen. Demnach gelangten die Granite, Granulite, Quarze, Quarzite und Gneise aus dem Pelagonischen Massiv, d. h. aus den internen kristallinen Massiven, sowie die Gabbros, Peridotite, Serpentine und Radiolarite aus der Subpelagonischen Zone und die jurassischen und kretazischen Kalke aus der Subpelagonischen und der Parnass-Giona-Zone in die Flyschtröge innerhalb der Parnass-Giona-Zone. Das mögliche Herkunftsgebiet der Komponenten dieser als Olisthostrome eingeglittenen "Konglomerate" kann demnach oft nicht auf eine Zone festgelegt werden.

Bereits frühzeitig wurden im Flysch isolierte Kalkblöcke beschrieben, die bis zu mehrere Kubikmeter groß sind und die nach den Vorstellungen der meisten Autoren submarin ins Flyschmeer geglitten sind. TER-

CIER (1947) bezeichnete sie als exotische Blöcke, LAMARE (aus CELET 1962) als sedimentäre Klippen und BENED (1956, aus CELET 1962) als Olistholithe. D. RICHTER & I. MARIOLAKOS (1975) beschreiben ebensolche im Flysch isolierte Kalktrümmer, sehen jedoch in vielen Fällen andere Voraussetzungen dafür, wie diese in den Flysch gelangt sind. Danach erfolgte, wie schon beschrieben, an der Wende Dan/Paleozän eine lokale germanotype Heraushebung der Parnass-Giona-Kalke über den Meeresspiegel. Infolge der daraus resultierenden subaerischen Verwitterung brachen dann über dem Meeresspiegel Kalktrümmer ab und glitten in das umgebende Parnass-Giona-Flyschmeer, wo sie schließlich einsedimentiert worden sind. D. RICHTER & I. MARIOLAKOS geben diesen Kalktrümmern die von ihnen 1973 in der Gavrovo-Tripolitza-Zone eingeführte Bezeichnung Olisthothrymata.

Ähnliche im Flysch isolierte Kalkblöcke von ca. 10 - 20 m Durchmesser stehen auf der Alpe Diasselon bei den Punkten 347 und 448 b an. Beide Kalke sind wohl auf Grund ihrer stratigraphischen Zusammensetzung der Subpelagonischen Zone zuzuordnen, da ähnliche Kalke in der Parnass-Giona-Zone nicht bekannt sind. So handelt es sich bei Punkt 347 um einen dunkelroten, mikrobrekziösen, vorwiegend mikritischen Kalk, der zahlreiche Komponenten, wie Orbitolinen und Korallen enthält (Tafel VI, Abb. 10). Dieser Kalktypus ist vom W-Rand der subpelagonischen Jerolekas-Deckscholle E' Variani bekannt (H.-O. NÜTH 1976), so daß diese relativ großen Kalkblöcke innerhalb des Parnass-Giona-Flysches mit dem Vorschub subpelagonischer Massen in Zusammenhang stehen könnten. Dieser Vorschub müßte dann allerdings, wie aus CELET (1962) hervorgeht, frühorogen, noch während der anhaltenden Flyschsedimentation, gravitativ in die einzelnen N' Flyschbecken der Parnass-Giona-Zone erfolgt sein (vgl. auch SCHWAN 1976 b), wobei sich von den Deckenfronten einzelne Kalkblöcke gelöst haben, die noch weiter in das Flyschmeer eingeglitten sind. Auch hier scheint mir ein Zusammenhang mit einer von D. RICHTER & I. MARIOLAKOS angenommenen germanotypen Bruchtektonik nicht zwingend zu bestehen.

Von besonderer Problematik im Arbeitsgebiet ist eine mögliche Abgrenzung zwischen dem Olonos-Pindos-Flysch im W, dem die Flyschserie im Mornostal sicher zugerechnet werden muß, und dem Parnass-Giona-Flysch, dem die Flyschserie der Flyschdepression von Stromi-Kaloskopi im N des Arbeitsgebietes angehört. Bezüglich dieser Problematik möchte ich mich uneingeschränkt den Vorstellungen von KOCH & NICOLAUS (1969) sowie von D. RICHTER & I. MARIOLAKOS (1974) und D. RICHTER (1976) anschließen, nämlich daß der Parnass-Giona-Flysch als Sonderfazies des Olonos-Pindos-Flysches von letzterem nicht durch eine klar definierbare Faziesgrenze abzutrennen ist. Hieraus zog D. RICHTER (1976) den Schluß, daß somit auch keine Überschiebung der Parnass-Giona-Kalke auf den Olonos-Pindos-Flysch des Mornostales existieren kann, welche CELET (1962) fordert, da dann auch Parnass-Giona-Flysch im N und W auf Olonos-Pindos-Flysch überschoben sein müßte, was nicht leicht festgestellt werden kann. Entgegen dieser letzten Schlußfolgerung handelt es sich meiner Meinung nach bei der Frage nach der Flyschabtrennung und den Überschiebungen nach W um zwei völlig verschiedene Probleme. Wie ich im tektonischen Teil ausführlicher darstellen werde, lagern die Parnass-Giona-Kalke zwar sehr wohl, zumindest parautochthon, der Mornos-Flyschserie, also dem Olonos-Pindos-Flysch, auf, sind aber gleichzeitig nach N auf Parnass-Giona-Flysch aufgeschoben, so daß letzterer sehr wohl autochthone Lage besitzen kann und nach W ungestört, ohne scharf definierbare Faziesgrenze in den Olonos-Pindos-Flysch übergehen kann (Abb. 40).

5.4 Quartär

Bei dem hier beschriebenen Arbeitsgebiet handelt es sich, wie allgemein in der Parnass-Giona-Region, um eine wilde, felsige Hochkarstlandschaft, deren post-orogene Sedimente im wesentlichen aus quartären Schuttmassen an den Hängen und aus quartären Talfüllungen bestehen.

Die quartären Schuttmassen bestehen hauptsächlich aus Parnass-Giona-Kalken und bilden am E-Hang des Mor-

nostales und des Lazostales mehrere hundert Meter lange, z.T. hochaufragende Kalkklippen, die dem Aussehen nach an dem Flysch auflagernde Deckklippen erinnern, wie es in der Geologischen Karte von Griechenland 1 : 50000, Blatt Amfissa, z.T. dargestellt ist, bei denen es sich jedoch bei näherer Untersuchung einwandfrei um mächtige Kalkschuttmassen handelt, die durch Sinterung zu einer überaus harten Kalkbrekzie verbacken worden sind. In den anstehenden Parnass-Gionakalken selbst wurden häufig Anzeichen einer intensiven, rezenten Verkarstung festgestellt, so z. B. am SE-Rand der Platowouna-Kalke, wo sich ein vermutlich verstürzter Eingang zu einer Karsthöhle fand, oder auf der Wrailla-Hochfläche, wo mehr oder weniger runde, große Einsenkungen an Dolinen erinnern.

Die quartären Talfüllungen im Arbeitsgebiet bestehen hauptsächlich aus losen und z.T. mit mergelig-sandigem Material verkitteten Kalkgeröllen. Auffallend ist hier auch ein hoher Anteil an Geröllen, die den Flysch-Konglomeraten entstammen, die entweder in den höheren Regionen noch teilweise anstehen oder dort inzwischen vollständig wegerodiert sind. Diese Gerölle haben oft auf Grund ihrer großen Härte den Transport ins Tal unbeschadet überstanden und sind dort "sekundär" abgelagert worden.

Zu erwähnen sind noch sekundär abgelagerte Bauxite, z. B. N^o 1 des Platowouna, die manchmal sogar kleinere Lagerstätten bilden können und vereinzelt auch ausgebeutet werden, im allgemeinen aber keine wirtschaftliche Bedeutung besitzen.

6 Tektonik der Parnass-Giona-Zone in zentralen Teilen des S' Festlandsgriechenland

Die Tektonik der Parnass-Giona-Zone in zentralen Teilen des S' Festlandsgriechenland wurde in erster Linie von zwei Bewegungsstadien geprägt:

- von einer tertiären, orogenen Faltungsphase und
- von einer pliozän-quartären Bruchtektonik.

6.1 Orogene Faltungsphase

Bereits RENZ (1911) stellte fest, daß Flysch- und Neogenablagerungen durch eine scharfe Diskordanz getrennt werden, daß also in dem Zeitraum zwischen der Ablagerung beider Sedimenttypen eine Gebirgsbildung stattgefunden haben muß. Diese orogene Phase erfolgte nach CELET (1962) frühestens im Oberlutet, da in den obersten Flyschserien Fauna mit Lutet-Alter bestimmt werden konnte. Nach SCHWAN (1976 b) erfolgte die Hauptgebirgsbildung intrapaläogen an der Wende Eozän/Oligozän im Zuge der pyrenäischen Phase.

Während der orogenen Phase bildeten sich innerhalb der Parnass-Giona-Zone Antiklinalen, Synklinalen und Monoklinalen, deren Achsen im N $\pm$ NNW - SSE streichen und nach S in WNW - ESE-Richtung umbiegen. Schon PHILIPSON (1890) war bekannt, daß sich in der Parnass-Region eine für das E' Griechenland so charakteristische Drehung des Achsenstreichens vollzieht. Darin drückt sich eine Anpassung an den ägäischen Kristallin-Bogen aus (CELET 1962, JACOBSSHAGEN et al. 1978).

Gemäß diesem bogenförmigen B-Achsenverlauf schwenken die Einengungsvektoren um die NE - SW-Richtung. Entsprechend ist die Parnass-Giona-Zone an ihrer W-Front nach W und an ihrer S-Front nach S auf die Olynos-Pindos-Zone überschoben (Abb. 10). Diese Überschiebungen wurden erstmals von RENZ (1928, 1940) beschrieben. Vermutlich dienten die triadischen Dolomite als harte "Sohle", welche über eine weichere Unterlage glitt und bisher nicht nachgewiesen werden konnte (CELET 1962). Nach E am Rand des Helikon-Gebirges beschreibt die S-Überschiebung der Parnass-Giona-Zone einen großen Bogen und tritt dann jenseits des Golfes

auf dem NE' Peloponnes als sogenanntes Trapezona-Massiv wieder in Erscheinung (DERCOURT 1959, 1960; Abb. 13).

Während die Parnass-Giona-Gesteine im SW auf die Pindos-Zone überschoben sind, wurden sie selbst im NE von subpelagonischen Massen überfahren, wobei es sich vermutlich um gravitativ, frühorogene Deckengleitungen handelt (SCHWAN 1976 b). Daß die subpelagonischen Restschollen alle auf Parnass-Giona-Flysch aufgelagert sind, liegt wohl daran, daß die Parnass-Giona-Zone erst unmittelbar nach dem subpelagonischen Vorstoß intensiv orogen verformt worden ist. Die orogene Bewegung wanderte also auch in dieser Phase von innen nach außen. Dennoch erfolgten Faltung und Überschiebung nahezu gleichzeitig und Überlagerten sich in fortschreitendem Maße (CELET 1962).

Auffallend ist das Fehlen jeglicher subpelagonischer Deckenreste S' der Hochgebiete des Parnass-Giona-Gebirges, also z. B. auf dem Flysch der Depression von Delfi-Arachowa. Nach CELET (1962) liegt dies vor allem daran, daß gewisse prädepositionale Erscheinungen N' des Parnass- bzw. des Giona-Massivs den Vorschub der subpelagonischen Decke von NE her erleichterten. Vermutlich bestand zu jener Zeit eine gewisse Absenkung der Parnass-Giona-Region nach N, wie auch die Inflexion von Amfissa-Gravia schon existierte.

Trotz all dieser Überschiebungen sei abschließend bemerkt, daß sowohl die Subpelagonische Zone als auch die Parnass-Giona-Zone wie auch die Olonos-Pindos-Zone sich nach Abschluß der Orogenese im wesentlichen in der gleichen relativen Position zueinander befinden, wie dies schon vor Beginn der orogenen Phase der Fall war. Alle drei Zonen zusammen haben aber wohl Deckenposition, wie die Olymp- und Taygetos-Fenster zeigen (SCHWAN 1976 b).

6.2 Postorogene Bruchtektonik

Bereits PHILIPPSON (1890) berichtete von großen Bruchstufen im S' Festlandsgriechenland, die $\pm$ parallel zum Golf von Korinth verlaufen. RENZ & FRECH (1908) teilten die Einsenkung bei Delfi einer großen Bruch-

staffel zu, die das Gelände S' der Parnass-Giona-Massive zum Golf von Korinth abfallen läßt. RENZ (1911, S. 293) beschrieb das Bild einer jungtertiär-quartären Bruchtektonik, die "mit scharfem Griffel die Grundzüge und das Relief der heutigen Gebirgs- und Landschaftsformen" zeichnete. Nach RENZ (1912) begann die Bruchtektonik z.T. schon während der Hauptfaltung, wirkte jedenfalls besonders im Miozän und dauert bis in die Gegenwart fort.

CELET (1962) führt die Bruchtektonik auf isostatische Ausgleichsbewegungen pliozän-quartären Alters zurück, welche die Bildung großer Graben- und Horststrukturen zur Folge hatten. Dank dieser Ausgleichsbewegungen und der daraus resultierenden Einbrüche wurden verschiedene subpelagonische Deckenteile auf der Parnass-Giona-Zone in eine weniger exponierte Lage abgesenkt und blieben so als isolierte Deckschollen bis in die Gegenwart erhalten, wie dies z. B. bei der Jerolekas-Deckscholle der Fall ist. Nach SCHWAN (1976 b) stellen die isolierten subpelagonischen Deckschollen Mischstrukturen aus Decke und Graben, sogenannte "Deckengräben" dar. Schwierig gestaltet sich nach CELET (1962) eine genaue zeitliche Einordnung dieser jungen, bruchtektonischen Bewegungen, da fossilführende neogene Ablagerungen in dem hier beschriebenen Raum selten sind.

Schon PHILIPPSON (1890) erkannte, daß die jungen Einbrüche das Gebirge oft ohne Rücksicht auf seinen Faltenbau durchsetzten und durch Graben- und Horstbildungen zerbrachen und zerhackten. Dennoch sind NE - SW und NW - SE streichende Richtungen dominierend. Infolge dieser jungen bruchtektonischen Überprägung muß der orebene Bau der Parnass-Giona-Zone oft erst aus zahlreichen, isolierten Fragmenten rekonstruiert werden.

5.3 Komplexverhältnis des Parnass-Giona-Gesteinsmaterials

Entsprechend der im stratigraphischen Teil dieser Arbeit durchgeführten Untergliederung der Parnass-Giona-Gesteine in eine ältere Karbonatabfolge und eine jüngere Flyschabfolge lassen sich auch hinsichtlich des Kom-

petenzverhaltens während der tektonischen Beanspruchung zwei Teilbereiche unterscheiden:

- ein tieferes, mächtiges, aus kompetentem, karbonatischem Schwellenmaterial (z.T. mit Riffcharakter) bestehendes Stockwerk und
- ein höheres, aus einer relativ inkompetenten Flyschserie aufgebautes Stockwerk.

So äußerte sich die Kompression in den rigiden, mesozoischen Karbonaten durch flachen, weitspannigen, juratypen Faltenbau mit schiefen bis aufrechten Strukturen von oft 2 - 3 km Wellenlänge und vor allem auch durch Bruchstrukturen, so daß es innerhalb der Parnass-Giona-Masse nur zu einer relativ mäßigen orogenen Einengung gekommen sein dürfte (SCHWAN 1976 b). Dagegen wich die den Kalken ursprünglich normal sedimentär auflagernde Flyschserie den seitlichen Pressungen vornehmlich durch plastische, bruchlose Verformungen, also durch intensive Verfaltung auf engstem Raum, aus. Häufig spiegeln hierbei vollkommen ausgebildete Kleinfalten den Großbau wieder.

Eine gewisse "intermediäre" Haltung nehmen auf dem Top der neritischen Parnass-Giona-Kalke die pelagischen Mergelkalke ein, die eine erhöhte Plastizität besitzen und so schon eher zu bruchlosen Verformungen neigen als die darunterliegenden Schwellenkalke. Wie diese Unterschiede im Kompetenzverhalten zeigen, war gerade die Kalk-Flysch-Grenze von besonderer Bedeutung bei der Klärung der regionalen Tektonik in meinem Arbeitsgebiet, was im weiteren Verlauf dieser Arbeit deutlich wird.

6.4 Tektonische Diagramme

Die Symbole zu den tektonischen Diagrammen, denen das SCHMIDT'sche Netz (flächentreue Azimutal- bzw. Polarprojektion der unteren Lagenkugel) zugrundeliegt, sind der Anlage 5 zu entnehmen. Zur Darstellung gelangten verschiedenartige Diagramme, um möglichst viele, verschiedene tektonische Elemente zu erfassen und um die einzelnen Teilergebnisse miteinander kombinieren zu können.

In jedem Teilgebiet (vgl. Kapitel 6.5) werden, ausgehend von den im Gelände eingemessenen ss-Flächen, sowohl Gss-Flächendiagramme als auch ss-Flächenpol-Diagramme (meist als Sammeldiagramme = SD, d.h. die benutzten Werte wurden nicht in einem einzigen Aufschluß eingemessen, sondern stammen aus dem gesamten Teilgebiet) konstruiert. Erstere dienen dazu, die jeweils möglichen Achsenrichtungen zu erarbeiten, im Gelände eingemessene B-Achsen werden miteingetragen, und letztere lassen die Art der Verteilung der ss-Flächen bzw. der ss-Flächenpole auf den zugehörigen Gss-Großkreiszonen (= η -Kreise) erkennen. Soweit wie möglich werden hierzu auch kleintektonische Elemente, insbesondere Faltenstrukturen, z.T. im Bild und möglichst auch im Einzeldiagramm (= ED, d.h. die für dieses Diagramm benutzten Meßwerte stammen von einem lokal begrenzten Aufschlußpunkt) dargestellt. Diese Strukturen dienen sowohl zur Kontrolle, zum besseren Verständnis als auch zur besseren Interpretation der zuvor genannten Sammeldiagramme.

Außerdem werden mehrere Kluftflächenpol-Einzeldiagramme des jeweiligen Teilgebietes dargestellt; sie beruhen auf im Gelände eingemessenen Kluftflächen und einzelnen ss-Flächen, indem immer ca. 100 Kluftflächen eines Geländepunktes ein solches Diagramm ergaben. In diese Diagramme sind möglichst vollständige oder auch unvollständige Gefügepläne konstruiert, mit dem Ziel, in einer Gesamtdarstellung, einem synoptischen Diagramm, den jeweiligen Hauptbeanspruchungsplan P_0 und eventuell noch weitere Beanspruchungspläne P_1 , P_2 usw. darzustellen.

Oft ist es jedoch außerordentlich schwierig, die verschiedenen Kluftflächenpol-Maxima einander geometrisch zuzuordnen. Dies liegt vor allem daran, daß sich in den meisten, orogen verformten Gesteinskörpern verschiedene Beanspruchungsrichtungen entwickelt haben. Diese haben entweder primär verschiedene synchrone oder asynchrone, orogene Druckrichtungen als Ursache oder sie haben sich sekundär, während der orogenen Verformung, infolge loka-

ler Gesteinsanisotropien herausgebildet. Häufig sind zu den jeweiligen Beanspruchungsrichtungen entweder rudimentäre oder auch vollständige Kluftpläne erkennbar, deren Kluftflächenpol-Maxima sich in einzelnen Diagrammen überlagern können, woraus sich letzten Endes die eingangszitierten Schwierigkeiten bei den geometrischen Zuordnungen ergeben.

Um hier zu besseren und verständlicheren Ergebnissen zu kommen, habe ich die bisher allgemein angewandte Darstellungsweise im SCHMIDT'schen Netz variiert. In die Diagramme wurden an Stelle von Großkreisen, denen bestimmte Polpunkte zugrundeliegen, "Großkreiszonen" konstruiert, die bestimmten "Polfeldern" angehören (Abb. 14, 15). Diese neue Darstellungsweise hat den Vorzug, daß zwar als Ganzes Gefügepläne mit rhombischer Symmetrie konstruiert werden, in die Polfelder bzw. Großkreiszonen, also in Bereiche mit einer begrenzten Variationsbreite, durchaus monokline und triokline Gefügeelemente integriert werden können. Die Größe der Polfelder und damit auch ihre Variationsbreite und die Breite der zugehörigen Großkreiszonen ist abhängig von der Streuung der gegebenen Werte und von deren Zahl. Eine Großkreiszone ist die Gesamtheit aller Großkreise, deren Polpunkte einem Polfeld angehören und umgekehrt. Außerdem enthält eine Großkreiszone die Menge aller Polpunkte, deren Großkreise das zugehörige Polfeld schneiden oder tangieren.

In die Gss-Flächendiagramme und ss- und Kluftflächenpol-Diagramme wurden, wenn überhaupt, Großkreiszonen so konstruiert, daß die einzelnen Maxima als Polfelder betrachtet wurden und zumeist zu vier Randpunkten dieses Maximums bzw. Polfeldes die einzelnen Großkreise gezeichnet wurden, deren Kombination in relativ guter Annäherung die gesuchte Großkreiszone zu dem Maximum bzw. Polfeld darstellt (Abb. 14, Großkreise 1 - 4). Die vier Randpunkte des Maximums ergaben sich dadurch, daß innerhalb des als Polfeld betrachteten Maximums die beiden Polpunkte mit den extremsten Streichwerten (Abb. 14, Polpunkte 1, 2) und die

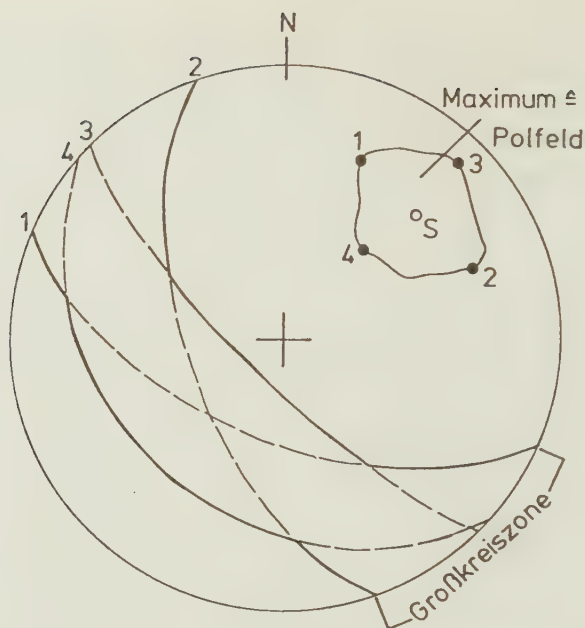


Abb. 14: Konstruktion einer Großkreiszone aus den vier extremen Randpunkten eines Maximums als Polfeld (S = ungefähre Lage des Schwerpunktes).

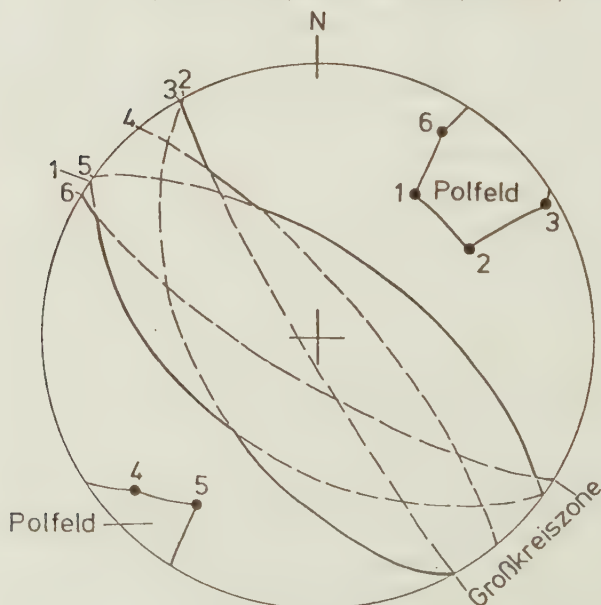


Abb. 15: Konstruktion einer Großkreiszone aus den sechs Randpunkten eines Polfeldes.

beiden Polpunkte mit den extremsten Einfallswerten (Abb. 14, Polpunkte 3, 4) genommen wurden.

Aus den so konstruierten β ss-Flächendiagrammen, ss- und Kluftflächenpol-Diagrammen, sowie, falls vorhanden, aus weiteren Einzeldiagrammen war es dann möglich, in jedem Teilgebiet für jeden Beanspruchungsplan zu einem synoptischem Diagramm zu kommen (z. B. D 10). Hierzu wurden die Schwerpunkte der verschiedenen Maxima (Abb. 14: Schwerpunkt = S) aus den vorangegangenen Diagrammen des jeweiligen Teilgebietes als entsprechend gekennzeichnete Polpunkte (z. B. ac-Pole oder β ss-Punkte) in ein Diagramm zusammengetragen. In diesem synoptischen Diagramm wurden dann aus Punkten, die dem gleichen Gefügeelement zugeordnet werden konnten, die entsprechenden Polfelder und hierzu die Großkreiszonen gezeichnet. Die Konstruktion der Polfelder erfolgte dadurch, daß die Punkte, die einem Feld angehören, untereinander verbunden wurden. Die Verbindungslinie erhielt man, indem man jeweils zwei Pole auf der Kugel so lange drehte, bis sie auf ihrem gemeinsamen Großkreis zu liegen kamen, dessen entsprechender Abschnitt die gesuchte Verbindungslinie bildete. Die äußersten Verbindungslinien ergaben dann die Grenze des Polfeldes (Abb. 15).

In dieser Art und Weise ließen sich ab-, ac- und bc-Felder mit den Großkreiszonen sowie anderen Gefügeelementen eines Beanspruchungsplanes zusammentragen bzw. rekonstruieren. Aus der Lage der verschiedenen Großkreiszonen relativ zueinander und aus ihren Überschneidungen ließen sich weitere Polfelder ableiten, die die allgemeine Lage der h01-, hk0- und 0kl-Scherklüfte in dem zugehörigen Beanspruchungsplan darstellen. Flächen außerhalb der genannten Großkreiszonen bzw. Polfelder enthalten Polpunkte der Flächen allgemeiner Lage (hkl-Flächen).

Sinn der synoptischen Diagramme ist es, die aus den zuvor konstruierten Diagrammen des Teilgebietes erhaltenen verschiedenen Gefügeelemente eines Beanspruchungsplanes "synoptisch" in einem einzigen Diagramm darzustellen, um so diesen Beanspruchungsplan vollständig und möglichst mit allen Gefügeelementen zu demonstrieren.

Außerdem wurden die so konstruierten ac-Großkreiszonen der verschiedenen für ein Teilgebiet entwickelten Beanspruchungspläne, jeweils gesondert in einem Diagramm, in das Störungsflächenpol-Diagramm des Teilgebietes eingetragen, um festzustellen, ob und wie sich die im Gelände eingemessenen Störungsflächen in den jeweiligen Beanspruchungsplan integrieren lassen.

6.5 Einteilung des Arbeitsgebietes in Teilgebiete

Um bei der Darstellung der Tektonik im Rahmen einer gewissen Systematik zu bleiben, wurde das gesamte Arbeitsgebiet in verschiedene, möglichst homogene Teilgebiete unterteilt. Diese sind wie folgt:

- die Wrailla-Kawalaria-Kalke, dazu gehören die Kapsitsa- und Stenoma-Kalke (Abb. 16: 6.6, diese Nummer entspricht gleichzeitig den Kapitelnummern, unter denen die jeweiligen Teilgebiete im tektonischen Teil dieser Arbeit beschrieben werden),
- die Tsimona-Koukos-Kalke, dazu gehören die Kalke auf der Alpe Diasselon und die Tabouria-Kalke (6.7),
- die Platowouna-Kalke (6.8),
- die Pyramida-Kalke (6.9),
- die Wotsikas-Stamata-Kalke (6.10),
- die Pirgos-Kalke, dazu gehören die Kalke der beiden Xerowouni-Erhebungen N' und S' des Pirgos (6.11),
- die Flyschzone der Alpe Diasselon (6.12),
- die Flyschzone der Vathya Lakka (6.13),
- die Lazos-Flyschzone (6.14),
- die Mornos-Flyschzone (6.15) und
- die Flyschzone im N, als Teil der Flyschdepression von Stromi-Kaloskopi (6.16).

Entsprechend dieser Reihenfolge werden die einzelnen Teilgebiete im weiteren Verlauf dieser Arbeit dargestellt. Die Tektonik der Kalk-Flysch-Grenzen, auf deren Problematik und Bedeutung schon hingewiesen wurde, wird zusammen mit den einzelnen Flysch-Teilgebieten beschrieben.

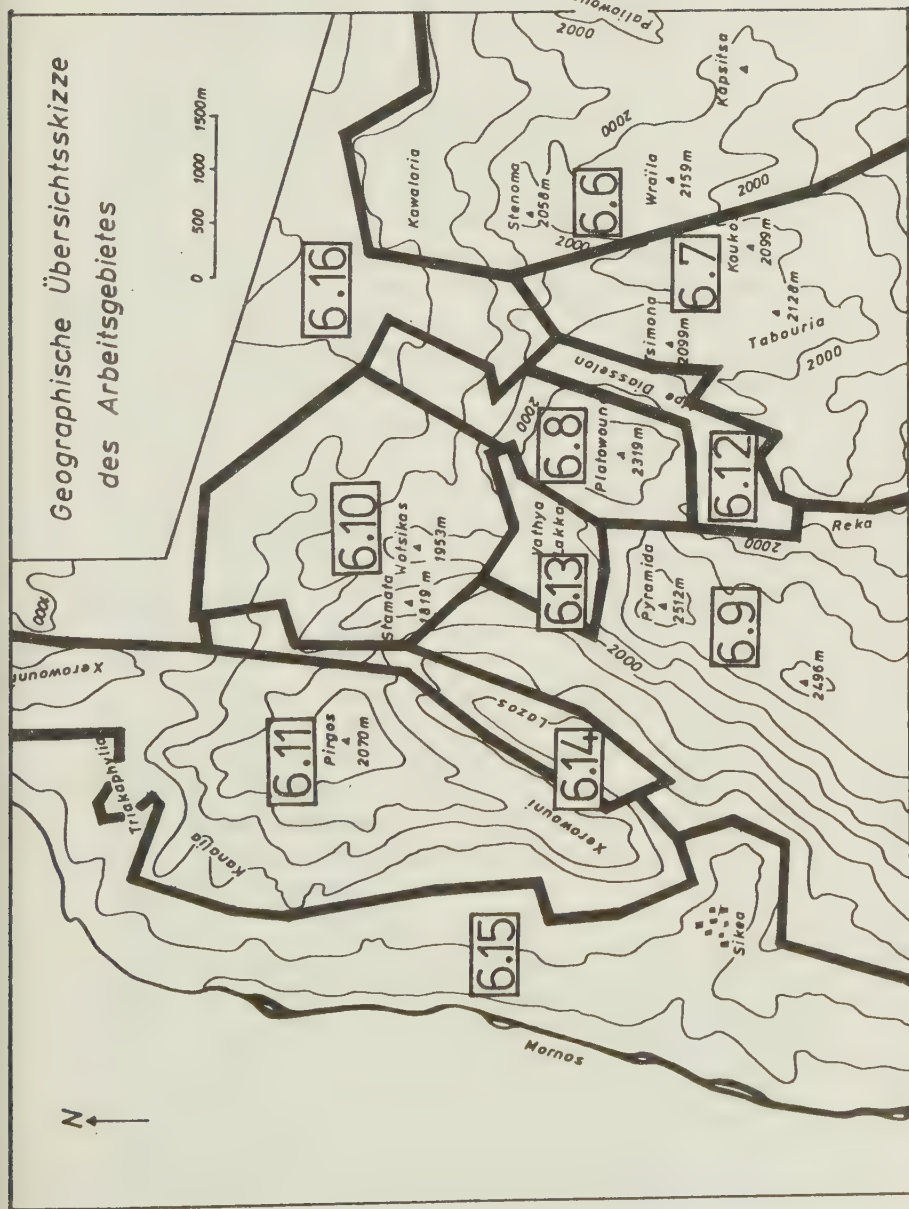


Abb. 16: Schematische Grenzen der Teilgebiete des Arbeitsgebietes (Erläuterungen im Text).

6.6 Tektonik der Wraila-Kawalaria-Kalke

Die Wraila-Kawalaria-Kalke, zu denen hier auch die Stenoma- und Kapsitsa-Kalke gerechnet werden, werden nahezu ausnahmslos aus neritischen Tithon-Cenoman- und aus den ebenfalls neritischen Oberkreide-Kalken aufgebaut. Lediglich in der Einsenkung zwischen der Wraila im E und dem Koukos im W stehen pelagische Oberkreide-Kalke an, die in Form einer schmalen, langgestreckten N-S-Scholle grabenartig zwischen die zuvor genannten Kalke eingebrochen sind.

Einen ersten Eindruck von der Beanspruchung der Kalke dieses Teilbereiches vermittelt das Bss-Flächen-Diagramm D 1, das das größte (absolute) Maximum bei $99^{\circ}/22^{\circ}\text{W}$ ($= \text{Bss}_2$) und drei kleinere (relative) Maxima bei $20^{\circ}/06^{\circ}\text{NE}$ ($= \text{Bss}_0$), bei $44^{\circ}/16^{\circ}\text{NE}$ ($= \text{Bss}_1$) und bei $59^{\circ}/16^{\circ}\text{SW}$ ($= \text{Bss}_1$) zeigt. Die Zuordnung von $20^{\circ}/06^{\circ}\text{NE}$ zum Hauptbeanspruchungsplan P_0 erfolgte deshalb, weil diese Achsenrichtung dem Generalstreichen des Überregionalen Raumes entspricht und die zugehörige W-Vergenz, die in D 10 dargestellt ist, mit der Hauptvergenz innerhalb dieses Teils der Helleniden identisch ist. Die Zuordnung von $44^{\circ}/16^{\circ}\text{NE}$ und $59^{\circ}/16^{\circ}\text{SW}$ zu P_1 erfolgte deshalb, da dieser Bewegungsplan mit $\pm \text{NE} - \text{SW}$ streichenden Achsenrichtungen und mit NW-Vergenz (vgl. D 11) neben P_0 den zweiten Hauptbeanspruchungsplan innerhalb des Arbeitsgebietes darstellt, was sich im weiteren Verlauf dieser Arbeit bestätigen wird. Die Zuordnung von $99^{\circ}/22^{\circ}\text{W}$ zu P_2 erfolgte deshalb, weil dieser Beanspruchungsplan nur lokale Bedeutung besitzt, dem zwar Einzelstrukturen angehören können, wie D 3 zeigen wird, der sich aber nicht über das gesamte Arbeitsgebiet verfolgen läßt.

Zu den in D 1 dargestellten Achsenrichtungen in diesem Teilgebiet lassen sich, wie aus dem ss-Flächenpol-Diagramm D 2 hervorgeht, bezüglich der Lage der ss-Flächen drei Häufungen unterscheiden:

- flach bis halbsteil nach S bis SW einfallende ss-Flächen (Polmaximum bei $160^{\circ} - 40^{\circ}/65^{\circ} - 95^{\circ}\text{NNE}$); sie gehören, wie aus den entsprechenden Bss-Großkreiszonen hervorgeht, dem P_1 - bzw. P_2 -Plan an;

- halbsteil nach UNW einfallende ss-Flächen (Polmaximum bei $111^{\circ}/63^{\circ}\text{SE}$); sie gehören dem P_0 - bzw. P_1 -Plan an;
- halbsteil $\pm$ nach N einfallende ss-Flächen (Polmaximum bei $175^{\circ}/55^{\circ}\text{S}$); sie gehören dem P_2 - bzw. P_1 -Plan an.

Weitere Zuordnungen von ss-Flächen, nämlich ss_1' und ss_0 im SW-Quadranten von D 2, ergaben sich aus der Lage der zugehörigen Großkreise. Daß die ss-Flächen des N' ss_2 -Maximums höchstwahrscheinlich überkippt sind, geht aus den einzeln dargestellten ss-Flächenpolen hervor, welche aus D 3 übernommen wurden. Wie Anlage 3 zeigt, treten die oben genannten beiden ersten Häufungen von ss-Flächen mehr im mittleren und S' Bereich dieses Teilgebietes auf, während nach N einfallende ss-Flächen bevorzugt im N eingemessen werden konnten.

Wie sich weiter aus D 2 ergibt, sind auf allen βss -Großkreiszonen jeweils zwei mehr oder weniger stark ausgebildete ss-Flächenpol-Häufungen festzustellen, so daß es möglich war, zu den jeweiligen Beanspruchungsplänen die Vergenzflächen bzw. deren Pole V_0 , V_1 , V_1' , V_2 zu konstruieren, aus deren Lage auf die Vergenz des zugehörigen Bewegungsplanes geschlossen werden kann. Eindeutig sind mit V_0 bei $118^{\circ}/17^{\circ}\text{NW}$ für P_0 UNW-Vergenzen und mit V_1 bei $128^{\circ}/14^{\circ}\text{NW}$ und V_1' bei $149^{\circ}/05^{\circ}\text{NW}$ für P_1 NW-Vergenzen zu erkennen. Auf die Aussagekraft von V_2 bei $111^{\circ}/63^{\circ}\text{SE}$ wird im nächsten Absatz im Zusammenhang mit der dort beschriebenen Einzelstruktur näher eingegangen.

Vorzüglich wird die Lage des βss_2 -Maximums bestätigt durch eine Einzelstruktur, die diesem Plan angehört, die in Abb. 17 und in D 3 dargestellt ist. Demnach schwankt das βss_2 -Maximum in D 3 um $85^{\circ} - 115^{\circ}/30^{\circ} - 50^{\circ}\text{NW}$ und wird zusätzlich kontrolliert von fünf einzelnen B_2 -Achsenwerten. Aus der Lage der zugehörigen ss-Flächen, die halbsteil bis steil zum einen überkippt nach SW ($133^{\circ}/58^{\circ}\text{SW}$) und zum anderen nach NW ($60^{\circ}/55^{\circ}\text{NW}$) einfallen, geht schließlich hervor, daß es sich

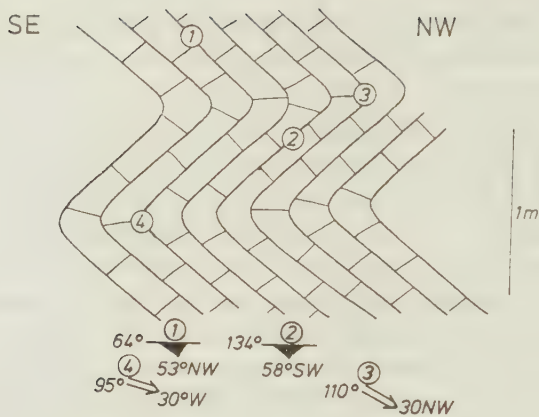


Abb. 17: Überkippte bis liegende Falte in den Tithon-Cenoman-Kalken am E-Abfall der Wrailla-Stenoma-Kalke (Geländepunkt 554, vgl. D 3).

bei dieser Struktur, was auch Abb. 17 zeigt, um eine Überkippte bis liegende Falte handelt. Problematischer ist die Bestimmung der Vergenz mit Hilfe des Vergenzflächenpoles V_2 , der in D 3 ähnlich wie in D 2 eine relativ steile Lage bei $98^\circ/48^\circ\text{E}$ besitzt und damit auf E-Vergenz hindeuten würde. Hier muß jedoch noch ein weiterer Effekt in Betracht gezogen werden, den nämlich die halbsteil einfallende Faltenachse (= das β_{ss_2} -Maximum in D 3) verursacht. Verkippt man aber die Faltenachse auf dem entsprechenden Kleinkreis um ca. 40° in die Horizontale und rotiert V_2 entsprechend mit, wie die gestrichelten Linien in D 3 zeigen, so nimmt V_2 nach der Rotation eine Lage bei $5^\circ/87^\circ\text{N}$ an. Hieraus und auch aus der Lage des β_{c_2} -Flächenpolfeldes in D 12 bei ca. $162^\circ/10^\circ\text{NW}$ sowie aus entsprechend gerichteten Einengungsflächen in D 15 kann für die vorliegende Einzelstruktur und damit für den Beanspruchungsplan P_2 auf N-Vergenz geschlossen werden. Ähnliche Rotationen, wie eben beschrieben, sind bezüglich P_0 und P_1 nicht notwendig, da sich bei relativ steil stehenden Vergenz-

flächen deren Streichen bei Rotation der flach einfallenden Faltenachse in die Horizontale kaum ändern würde.

Aufschlüsse über die Kluftverhältnisse im vorliegenden Teilbereich geben die Kluftflächenpol-Einzeldiagramme D 4 - D 9. In allen sechs Diagrammen können Gefügeelemente dem bisher entwickelten Hauptbeanspruchungsplan P_0 zugeordnet werden. Wie die ac_0 -Flächenpole und -Maxima in den Einzeldiagrammen zeigen, streicht die b_0 -Achse in allen Diagrammen $\pm N - S$ und entspricht ziemlich genau dem β_{ss_0} -Maximum in D 1, was auch aus Ö 10 hervorgeht. Nur in D 4, dem S'sten Diagramm dieses Teilgebietes, dürfte die b_0 -Achse flach mit etwa 13° nach S einfallen, sonst können durchwegs flach nach N einfallende b_0 -Achsen rekonstruiert werden.

Auch bc_0 -Flächen sind in allen sechs Kluftflächenpol-Einzeldiagrammen vorhanden, aber unterschiedlich gut zu identifizieren. Eindeutig definiert werden kann ihre Lage nur in D 7 bei $106^\circ/28^\circ NW$ und in D 8 bei $137^\circ/28^\circ NW$, in D 5 und D 6 kommt es zu Überlagerungen mit den bc_1 -Flächen und in D 4 und D 9 können sogar jeweils zwei bc_0 -Maxima (bc_0 , bc_0') festgestellt werden. Zu den Überlagerungen in D 5 und D 6 kann gesagt werden, daß sich hier die Maxima der bc_0 - und bc_1 -Flächen, was sich bereits in D 7 andeutet, so überdecken, daß sie schließlich zusammen jeweils ein gemeinsames Maximum $bc_{0/1}$ bilden. Schwieriger ist die Existenz zweier bc_0 -Flächenpol-Maxima in D 4 und D 9 zu erklären. Während das eigentliche bc_0 -Maximum bei $108^\circ/13^\circ NW$ (D 4) und $113^\circ/10^\circ NW$ (D 9) normal gelagert erscheint und auf W-Vergenz hindeutet, ist außerdem noch ein zweites bc_0' -Maximum bei $114^\circ/13^\circ SE$ (D 4) und $116^\circ/22^\circ SE$ (D 9) entwickelt, welches auf entgegengesetzte Vergenz hinweist. Eine letzten Endes überzeugende Erklärung hierfür kann nicht gegeben, sondern nur darauf hingewiesen werden, daß die bc_0' -Flächen entweder primär orogen oder sekundär bruchtektonisch angelegt worden sind. Wenn man den für P_0 in D 10 dokumentierten aufrechten Faltenbau betrachtet, der für diese kompetenten Karbonate so typisch ist, so sind steil W fallende bc_0 -Flächen keineswegs undenk-

bar, wobei allerdings, was aus D 13 hervorgeht, keine rückvergenten Einengungsflächen diese Annahme bestätigen. Aus D 13 ist aber weiter zu entnehmen, daß in $\pm$ gleicher Lage mit den bc_0' -Flächen Abschiebungen existieren, die als kleinere Sprünge im Sinne eines Y-Sprunges zu den großen, steil nach E fallenden Abschiebungen dieses Raumes angelagert worden sind und Ursache für die Anlage der bc_0' -Flächen gewesen sein könnten. Dann würden die bc_0' -Flächen jedoch dem P_0 -Plan nicht primär orogen angehören, sondern hätten sich erst sekundär bruchtektonisch entwickelt.

Da in den meisten Fällen im Aufschluß nur wenig ab-Klüfte gefunden werden konnten und diese somit äußerst selten ein eigenes Maximum ausbilden, wurde der Durchstoßpunkt der c-Achse (= ab-Maximum), wenn möglich, aus der Lage der ac- und bc-Maxima zueinander und aus der Lage der ss-Flächenpole rekonstruiert. Auf die Darstellung eines ab-Großkreises wurde im allgemeinen in den Einzeldiagrammen verzichtet.

Ähnlich wie die Gefügeelemente von P_0 sind auch Gefügeelemente von P_1 und P_2 in den Klüftflächenpol-Einzeldiagrammen entwickelt, wobei jedoch auffällt, daß Elemente von P_2 in D 4 und D 6, die beide aus dem S' Bereich dieses Teilgebietes stammen, fehlen. Hierin deutet sich bereits an, daß die Entwicklung von P_2 eine lokale Erscheinung am N-Rand dieser Parnass-Gionakalke ist, was im Kapitel 6.16 im Zusammenhang mit der Tektonik dieser Kalk-Flisch-Grenze deutlich wird.

Gefügeelemente, die eventuell P_1 zugeordnet werden können, sind in allen Klüftflächenpol-Einzeldiagrammen dieses Teilgebietes entwickelt. Auffallend ist, daß ebenso wie in P_0 auch in P_1 die bc-Flächen in D 4 und D 9 in Form zweier Maxima ausgebildet sind, was in D 11 durch die Konstruktion zweier bc_1 -Großkreis-Teilzonen veranschaulicht wird.

Eine zusammenfassende Darstellung der bisherigen Ergebnisse aus diesem Teilgebiet wird in den synoptischen Diagrammen D 10 (für P_0), D 11 (für P_1) und D 12 (für P_2) gegeben. Infolge der starken Ähnlichkeit mit D 3

wird hier auf D 12 nicht mehr näher eingegangen. Ein einander ähnliches Bild zeigen D 10 und D 11, wobei D 11 gegenüber D 10 um ca. 30° im Uhrzeigersinn verdreht zu sein scheint. Beide Diagramme demonstrieren einen schiefen bis aufrechten Faltenbau, der für diese mächtigen, neritischen Karbonate charakteristisch ist.

Die dem Bewegungsplan P_0 zugeordneten ss-Flächen fallen in D 10 zum einen mit ca. 8° nach NE und zum anderen mit ca. 33° nach NW ein, bei einer b_0 -Achse, deren Lage um $9^{\circ}/11^{\circ}$ N pendelt. Die Lage des Vergenzflächenpols wurde bereits mit $118^{\circ}/12^{\circ}$ NW angegeben, das Maximum der bc_0 -Flächen (a_0 -Achse) schwankt um $108^{\circ}/17^{\circ}$ W und das der ab_0 -Flächen (c_0 -Achse) um $90^{\circ}/77^{\circ}$ E. Somit ist ein nahezu rhombisches Achsensystem gegeben, das lediglich bezüglich der a_0 -Achse und b_0 -Achse um ca. 10° vom Idealwinkel von 90° abweicht. Das geringe Einfallen des Vergenzflächenpols V_0 demonstriert schwache Vergenzen. Entsprechendes gilt für D 11.

Von besonderer Bedeutung, gerade in den plastisch wenig verformbaren Kalken, ist die Darstellung und Zuordnung der eingemessenen Bruchstrukturen. Hierzu wurden die Sammeldiagramme D 13, D 14 und D 15 angefertigt. Bei allen drei Diagrammen handelt es sich um das gleiche Störungsflächenpol-Diagramm, sie unterscheiden sich nur durch die ac-Großkreiszonen, die den verschiedenen Beanspruchungsplänen entstammen und aus den synoptischen Diagrammen übernommen wurden. Hierdurch soll geklärt werden, welche Störungsflächen welchem Beanspruchungsplan zugeordnet werden können.

Bezüglich der sicherlich orogen angelegten Schubstörungen läßt sich sagen, daß zu allen drei Beanspruchungsplänen Einengungsflächen existieren und durch sie die bisher rekonstruierten Vergenzen vorzüglich bestätigt werden. Die Schubstörungen lassen sich problemlos als $h01$ - bis bc -Flächen in die einzelnen Bewegungspläne integrieren, wobei auffällt, daß in P_0 sowohl Auf- als auch Überschiebungen ausgebildet sind, während in

P_1 und auch in P_2 Aufschiebungsflächen dominieren. Da diese steileren Einengungsflächen bevorzugt am N-Rand der Kalke eingemessen werden konnten, werden sie im Kapitel 6.16 im Zusammenhang mit der Kalk-Flysch-Grenze noch eingehender zur Diskussion gestellt.

Bezüglich der Art der Abschiebungen in den Störungsflächenpal-Diagrammen fallen zwei Richtungen auf: $\pm$ N - S streichende und $\pm$ E - W streichende Abschiebungen. Die N - S streichenden Abschiebungen, die sowohl steil bis halbsteil nach E als auch steil nach W oder auch senkrecht einfallen, können dem Beanspruchungssystem P_0 senkrecht P_2 als bc_0 - bzw. als ac_2 -Flächen zugeordnet werden. Überhaupt kann davon ausgegangen werden, daß sich im Zuge der jungen postorogenen Bruchtektonik keine wesentlich neuen tektonischen Richtungen herausgebildet haben. Vielmehr deutet sich, zumindest im Bereich des Arbeitsgebietes, an, daß das vorhandene orogene Flächenangebot postorogen bevorzugt benutzt worden ist.

Von welcher Bedeutung die oben beschriebenen N - S streichenden Abschiebungen für die Tektonik des gesamten Bearbeitungsgebietes sind, geht auch aus den Anlagen hervor. Im hier beschriebenen Teilgebiet treten diese Abschiebungen hauptsächlich am W-Abfall der Wrailla und im Tal zwischen Wrailla im W und Kapsitsa sowie Paliowouna im E auf. Das von CELET (1962, S. 224) dargestellte "ungestörte" Profil vom Wrailla-E-Hang ist in Wirklichkeit durch mehrer E fallende Abschiebungen überprägt. Geht man vom Wrailla-Gipfel aus nach W, so können in dem dort anstehenden Rudisten-Trümmerkalk, der hier sehr flach nach verschiedenen Richtungen einfällt, mehrere fallende Abschiebungen eingemessen werden ($165^\circ/65^\circ$ SW, $160^\circ/75^\circ$ SW). In der Einsenkung zwischen Wrailla im E und Koukos im W stehen, wie schon erwähnt, pelagische Globotruncanen-Kalke an, die grabenartig zwischen die neritischen Oberkreide-Kalke eingebrochen sind. Diese schmale N - S streichende Scholle wird im E von steil W fallenden Abschiebungen ($175^\circ/70^\circ$ W) und im W von NE bis E fallenden Abschiebungen ($135^\circ/55^\circ$ NE, $140^\circ/75^\circ$ NE, $155^\circ/50^\circ$ NE) begrenzt. CELET (1962, S. 224) hat dieses

Vorkommen von pelagischen Oberkreide-Kalken als kleine W vergente Sattelstruktur gedeutet. Wie in Anlage 2, Profil A' - A'' dargestellt ist, liegt hier als Großstruktur ein Y-Sprung vor. Dies geht daraus hervor, daß die älteren Rudisten-Riffkalke des Koukos im W neben den jüngeren Rudistentrümmer-Kalken der Wraila im E liegen, wobei letztere relativ zu ersteren an den E fallenden Störungsflächen abgeschoben sind.

Die Dominanz der $\pm$ N - S streichenden steil bis mittelsteil E fallenden Abschiebungen in diesem Teilbereich wird bestätigt durch die Tektonik in der Einsenkung zwischen Wraila im W und Paliowouna im E, wo oberkretazische Rudistenkalke im E an ebensolchen Störungsflächen gegen oberjurassisch-unterkretazische Kalke im W abgeschoben sind. Kompliziert wird vor allem die Kartierung in diesem Bereich dadurch, daß unmittelbar W' der Talsohle am Hang zwar die Basis und das Unterlager der Tithon-Cenoman-Kalke in Form von Gastropodenkalcken anstehen, diese stratigraphische Grenze durch E fallende Abschiebungen aber so überprägt ist, daß in der Talsohle selbst wieder stratigraphisch höhere Tithon-Cenoman-Kalke zu finden sind (Tafel VII, Abb. 2).

Die zweite bruchtektonische Hauptrichtung in diesem Teilgebiet bilden $\pm$ E - W streichende Abschiebungen, die ebenfalls dem Beanspruchungssystem P_0 senkrecht P_2 , diesmal als ac_0 - bzw. als bc_2 -Flächen zugeordnet werden können. Diese Ausweitungsflächen treten S' der Wraila nur untergeordnet und S fallend ($110^\circ/60^\circ$ SW) auf. Am N-Abfall des Stenoma (dt. "schmaler Berg") zur Kawalaria (dt. "sattelförmiger Berg"), der in diesem Raum die Hauptsteilstufe zur Flyschdepression von Stromi-Kaloskopi bildet, konnten $\pm$ E - W streichende Abschiebungen senkrecht bis steil N fallend eingemessen werden ($108^\circ/80^\circ$ N, $80^\circ/90^\circ$, $90^\circ/90^\circ$, $95^\circ/75^\circ$ N). Welche Bedeutung diese bruchstufenartig angelegten Abschiebungen für die Morphologie dieses Gebietes haben, zeigt in Anlage 2 das Profil D - D'. Abschließend kann gesagt werden, daß die Kalke der Wraila und des Stenoma, die in sich staffelartig zerbrochen sind, einer Bruchscholle

angehören, die allseitig von großen Abschiebungen begrenzt wird.

6.7 Tektonik der Tsimona-Tabouria-Kalke

Die Kalke dieses Teilbereiches lagern zwischen den Wrailla-Kalken im E und dem Flysch der Alpe Diasselon im W und SW. Sie bauen die Gebirgskämme des Koukos (dt. "Kuckucksberg"), der Tabouria und der Tsimona (beides eventuell alte türkische Bezeichnungen für "barrikadenartige Berge") auf. Im Gegensatz zum zuvor beschriebenen Teilgebiet liegt das stratigraphische Spektrum dieses Teilgebietes etwas höher und reicht vom oberen Teil der Tithon-Cenoman-Kalke bis an die Obergrenze der Parnass-Giona-Kalke, welche nach W hin $\pm$ normal sedimentär oder auch leicht gestört von der Parnass-Giona-Flyschserie der Alpe Diasselon abgelöst werden (vgl. Kap. 6.12 und Tafel VII, Abb. 1).

Die aus der Lage der ss-Flächen rekonstruierte Verteilung der Bss-Punkte in D 16 zeigt zwei große Maxima bei $10^{\circ}/06^{\circ}\text{NE}$ ($= \text{Bss}_0$) und bei $37^{\circ}/14^{\circ}\text{SW}$ ($= \text{Bss}_1$) und ein kleineres Maximum bei $160^{\circ}/16^{\circ}\text{NW}$ ($= \text{Bss}_0'$). Diese Maxima, insbesondere die beiden ersten, entsprechen im wesentlichen denen des vorigen Teilgebietes, wobei bemerkenswert ist, daß eine Bss_2 -Häufung hier nicht oder nur ganz untergeordnet vertreten ist.

Wie aus dem ss-Flächenpol-Diagramm D 17 hervorgeht, schwankt das Streichen der ss-Flächen vornehmlich um 15° bei einem flachen bis mittelsteilen Einfallen nach W bis NW. Ürtlich, meist am E-Abfall der Tsimona und der Tabouria, und vor allem im Bereich des Koukos, konnten zudem flach E fallende ss-Flächen eingemessen werden, wie Anlage 3 zeigt. Außerdem können in D 17 sowohl auf der Bss_0 - wie auch auf der Bss_1 -Großkreiszone zwei mehr oder weniger ausgebildete ss-Flächenpol-Häufungen rekonstruiert werden, so daß es möglich ist, zu P_0 wie zu P_1 in diesem Teilbereich die Lage der Vergenzflächenpole V_0 ($95^{\circ}/17^{\circ}\text{W}$) und V_1 ($129^{\circ}/10^{\circ}\text{NW}$) zu bestimmen. Beide Pole bestätigen die bereits im vorigen Teilbereich ermittelten Vergenzen, also W-Vergenz für P_0 bzw. NW-Vergenz für P_1 .

Aufschluß über die Kluftverhältnisse in diesem Teilbereich geben die Kluftflächenpol-Einzeldiagramme D 18 bis D 27. In allen zehn Diagrammen ist der primäre Plan P_0 entwickelt und es zeigt sich, daß die b_0 -Achse, deren Lage $\pm$ durch den Schwerpunkt der ac_0 -Flächenpole definiert wird, um D^0 streicht und flach nach N oder S abtaucht. Flach nach S fällt die b_0 -Achse im E-Teil dieses Teilbereiches, d.h. in den Koukos-Kalken (D 18 - D 21), ein, flach nach N im W-Teil. Horizontale Lagerung kann lediglich in D 23 und D 25 beobachtet werden. Als Ursache für das gegensinnige Einfallen scheint eine Schollenverkipfung an den großen E fallenden Abschiebungen, welche die Koukos-Kalke von den Tsimona-Tabouria-Kalken trennen, verantwortlich zu sein. Ebenso wie das ac_0 -Maximum ist das bc_0 -Maximum in allen Diagrammen entwickelt und bestätigt vorzüglich die bisher für P_0 rekonstruierte W-Vergenz. In D 24 bzw. D 26 sind wieder Überlagerungen des bc_0 - und des bc_1 - bzw. des bc_0 - und des ac_1 -Maximums gegeben. In D 20 und D 22 können, unmittelbar benachbart, jeweils zwei bc_0 -Maxima festgestellt werden. Zumindest in D 22 dürften hierfür Schollenverkipfungen auf engstem Raum verantwortlich sein, da zum bc_0' -Maximum das entsprechende ac_0' -Maximum entwickelt ist. Diese dürfte auch der Grund für die Ausbildung zweier Bss_0 -Maxima in D 16 sein.

Entsprechend dem Bss_1 -Maximum in D 16 ist auch in den Kluftflächenpol-Diagrammen der entsprechende Beanspruchungsplan P_1 entwickelt. Die Lage des ac_1 -Maximums wird vor allem in D 20, D 21, D 24, D 25 und D 27 durch spezielle Q-Kluftmessungen im Gelände bestätigt. In D 18 und D 22 ist P_1 nur unvollständig in Form eines bc_1 -Maximums vorhanden, in D 19 treten lediglich einige wenige ac_1 -Kluftflächen auf. Auch in D 26 kann der P_1 -Plan nicht überzeugend dokumentiert werden. Möglicherweise läßt sich aus der Tatsache, daß es sich bei den letztgenannten Diagrammen um die handelt, die im S dieses Teilbereiches aufgenommen wurden, schlußfolgern, daß der Beanspruchungsplan P_1 , ähnlich wie P_2 im E, im S schwächer ausgebildet ist. Dies ist auch

deshalb anzunehmen, da in S' Teilen der Parnass-Gionna-Zone dieser Beanspruchungsplan mit seinen NW-Vergenzen nicht bekannt ist.

Eine zusammenfassende Darstellung des Gebirgsbaues innerhalb dieses Teilgebietes vermitteln die beiden synoptischen Diagramme D 28 (für P_0) und D 29 (für P_1). Auffallend ähnlich wie im E' angrenzenden Teilgebiet wird auch hier ein ruhiger aufrechter Faltenbau dokumentiert, wobei sich D 28 und D 29 wieder gleichen und nur um ca. 40° gegeneinander verdreht sind. Außerdem sind die Großkreiszonon in D 29 breiter entwickelt, ein möglicher Hinweis für eine größere Variationsbreite innerhalb P_1 . Die ss-Flächen fallen in beiden Diagrammen mit ca. 30° nach W und mit ca. $10^\circ - 15^\circ$ nach E ein. Hieraus und aus der Lage der Vergenzflächenpole, die ja flach nach W bzw. NW eintauchen, läßt sich die schon beschriebene W- bzw. NW-Vergenz ableiten. Die Lage der b_0 -Achse in D 28 schwankt um $175^\circ/0^\circ$, die der a_0 -Achse um $88^\circ/25^\circ W$ und die der c_0 -Achse um $90^\circ/70^\circ E$. Entsprechend in D 29 gilt für die b_1 -Achse $40^\circ/0^\circ$, die a_1 -Achse $130^\circ/20^\circ NW$ und für die c_1 -Achse $100^\circ/70^\circ E$. In beide Diagramme können also nahezu rhombische Baupläne konstruiert werden, aus denen sich, wie im E' sich anschließenden Teilgebiet, weitgespannte, schiefe bis aufrechte, schwach W bis NW vergente Faltenstrukturen ableiten lassen.

Eine Übersicht über die eingemessenen Bewegungsflächen geben die Diagramme D 30 und D 31. Es treten wieder Überwiegend SW bis NW gerichtete Schubstörungen auf, die sich den beiden Beanspruchungsplänen P_0 und P_1 in hOl- bis bc-Lage zuordnen lassen. Wie aus den Anlagen hervorgeht, konnten innerhalb der Kalke dieses Teilgebietes verschiedene Aufschiebungszonen auskartiert werden, und zwar jeweils in den Kambereichen des Koukos bzw. der Tsimona-Tabouria.

So konnten N' des Koukos-Gipfels zwei Aufschiebungen festgestellt werden, wobei an der E' Rudisten-Riffkalke nach W gegen Rudistentrümmer-Kalke aufgeschoben sind. Die Lage der Schubstörung schwankt um $12^\circ/60^\circ SE$. Unmittelbar W' konnte eine zweite Einengungsfläche in-

nerhalb der Rudistentrümmer-Kalke lokalisiert werden, deren allgemeine Lage bei $0^{\circ}/70^{\circ}\text{E}$ liegt und die, wie aus den Gleitstreifen ($165^{\circ}/45^{\circ}\text{SE}$) hervorgeht, gegen NW gerichtet ist.

Ebenso konnte auf der Tsimona eine lokal recht stark ausgeprägte Einengungszone aufgenommen werden, an der ebenfalls ältere Rudisten-Riffkalke nach W gegen jüngere Rudistentrümmer-Kalke aufgeschoben worden sind. Die Aufschiebungsflächen streichen mit $\pm 0^{\circ}$ und fallen mittelsteil mit ca. 55° nach E ein. An einigen Stellen werden diese Schubstörungen von einer stark ausgeprägten engen Schieferungsklüftung begleitet, die mit $170^{\circ}/60^{\circ}\text{E}$ $h01_0$ - bis bc_0 -Lage besitzt (Geländepunkt 363). Hieraus und aus der Lage der Aufschiebungsflächen geht eindeutig hervor, daß die so demonstrierte Einengungstektonik dem Beanspruchungsplan P_0 zugeordnet werden muß.

Regional und von untergeordneter Bedeutung konnten auch einzelne kleinere Rückaufschiebungen eingemessen werden, wie aus D 30 und D 31 hervorgeht, so am S-Hang des Koukos ($165^{\circ}/85^{\circ}\text{W}$, Gleitstreifen: $175^{\circ}/60^{\circ}\text{S}$) und am E- und W-Abfall der Tabouria ($130^{\circ}/85^{\circ}\text{SW}$, Gleitstreifen: $120^{\circ}/58^{\circ}\text{NW}$; $130^{\circ}/60^{\circ}\text{SW}$, Gleitstreifen: $10^{\circ}/55^{\circ}\text{SW}$; $165^{\circ}/40^{\circ}\text{SW}$, Gleitstreifen: $90^{\circ}/40^{\circ}\text{W}$).

Bezüglich der Abschiebungsflächen in diesem Teilgebiet stellt man bei der Betrachtung der Störungsflächenpol-Diagramme fest, daß hier bei allgemeiner Verteilung ein absolutes Maximum im W-Teil der Diagramme vorliegt, das die dominierende Stellung der schon bekannten $\pm \text{N} - \text{S}$ streichenden, meist mittelsteil bis steil E fallenden Abschiebungen dokumentiert. Ebenso wie die zuvor beschriebenen Schubstörungen können diese Abschiebungsflächen auf Grund ihrer $h01_0$ - bis bc_0 -Lage dem P_0 -Plan zugeordnet werden. Infolge ihrer guten Ausbildung darf mit Recht angenommen werden, daß es sich hierbei um Bewegungsflächen handelt, die während der jungen, postorogenen Bruchtektonik aktiv waren. Dies schließt aber nicht aus, daß sie nicht als bereits prädepositional (eventuell im Sinne von D.

RICHTER & I. MARIOLAKOS 1975) oder als synorogen angelegt gedeutet werden können. Die Problematik solcher Störungen wurde bereits ausführlich aus dem zentralen Teil der Parnass-Giona-Zone im Zusammenhang mit dem Pournouni-Stavros-Komplex beschrieben (H.-O. NÜTH 1976, 1979).

Für eine gewisse prädepositionale Anlage dieser Störungen spricht zumindest die Tatsache, daß die Parnass-Giona-Flyschserie auf der Alpe Diasselon statt normal dreigeteilt nur zweigeteilt ansteht und das Fehlen der rhythmischen Wechsellagerungen damit erklärt werden kann, daß der Flysch der Alpe Diasselon auf einem präorogenen, submarinen Hochgebiet abgelagert worden ist, welches an den oben zitierten Abschiebungen in seine exponierte Lage gelangt sein könnte (Abb. 12). Andererseits konnten aber von mir an der Kalk-Flysch-Grenze keine Bewegungsflächen dieses Ausmaßes gefunden werden, die der Flysch normal sedimentär überlagert, was einen eindeutigen Beweis für eine prädepositionale Anlage darstellen würde.

Für eine synorogene Anlage dieser Störungsflächen sprechen folgende Tatsachen:

- Die Lage dieser Bewegungsflächen läßt sich problemlos dem übergeordneten P_0 -Plan zuordnen.
- Die meist steil E fallenden Abschiebungen gehen zuweilen in steil W fallende, E vergente Rückschubstörungen über (vgl. D 42 in Kap. 6.8 und Abb. 25).

Hieraus läßt sich schlußfolgern, daß die Bewegungsflächen, falls sie synorogen angelegt oder bewegt worden sind, nicht Folge von Ausdehnungsbewegungen im klassischen Sinne sind, sondern sich als Untervorschiebungen im Sinne von SCHWAN (1958) bei der orogenen Einengung bildeten oder als solche aktiv waren, denn sie erfüllten demnach folgende Bedingungen:

- Sie verlaufen als Längsstörungen $\pm$ im Streichen der Antiklinale (z. B. in D 30).
- Sie liegen parallel zur Schieferung (vgl. Geländepunkt 363).
- Sie sind zwar in Bezug auf die Lage der einzelnen Faltenschenkel Dehnungserscheinungen, aber bezogen

- auf die gesamte Faltenstruktur Einengungserscheinungen.
- Sie treten zusammen mit Auf- und Überschiebungen $\pm$ gleichgelagert auf (z. B. in D 30).
 - Sie können einen Faltenteil partiell oder ganz ersetzen.

Die Ursache für diese Brüche mit Untervorschiebungsscharakter dürfte in dem schon mehrfach beschriebenen Kompetenzverhalten der neritischen Jura-Kreide-Kalke zu suchen sein, die auf die erfolgten orogenen Pressungen hauptsächlich durch Bruchverformungen in Richtung des geringsten Widerstandes ausgewichen sind, d.h. also im vorliegenden Fall, an Schubstörungen nach W und NW und gleichzeitig an Untervorschiebungen nach oben.

Diese Deutungen in prädepositionalem und synorogenem Sinne schließen nicht aus, daß die so geschaffenen Dislokationen dennoch postorogen, bruchtektonisch bewegt worden sind, insbesondere wenn man die Bedeutung dieser Flächen für die Morphologie des gesamten Arbeitsgebietes in die Betrachtung mit einbezieht. Dies geht auch aus Einzelstrukturen hervor, wo diese steilen Abschiebungen flache, oroge angelegte Schubstörungen abschneiden oder durchsetzen (Abb. 18).

Ähnlich wie im E' angrenzenden Teilbereich treten hier die $\pm$ N - S streichenden Abschiebungen im Gegensatz zu den Schubstörungen vorwiegend in $\pm$ parallel streichenden Tälern auf, so zwischen dem Koukos im E und der Tsimona-Tabouria im W, wo oberkretazische Rudistentrümmer-Kalke im E gegen Tithon-Cenoman-Kalke im W an mittelsteil einfallenden Störungsflächen ($160^{\circ}/40^{\circ}\text{NE}$, $35^{\circ}/48^{\circ}\text{SE}$) abgeschoben sind (Tafel VII, Abb. 3). Weiter S' fächert diese Dislokationszone in zwei Abschiebungen auf, wobei die E' im Tal weiterläuft, während die W' in den E-Hang der Tabouria hineinstreicht. Diese Störung ist in Abb. 19 dargestellt. Auffallend ist das relativ flache Einfallen gegen E, das zwischen 40° und 70° pendelt.

Ebenfalls $\pm$ N - S streichende Abschiebungen, jedoch steil W fallend, treten am W-Hang der Tsimona an der Grenze zum Flysch der Alpe Diasselon hin auf (Tafel

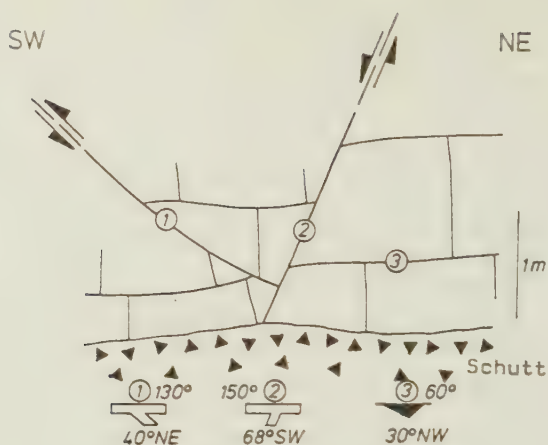


Abb. 18: Eine orogene Schubfläche wird in den neritischen Oberkreide-Kalken von einer postorogenen Abschiebung abgeschnitten (Geländepunkt 300).

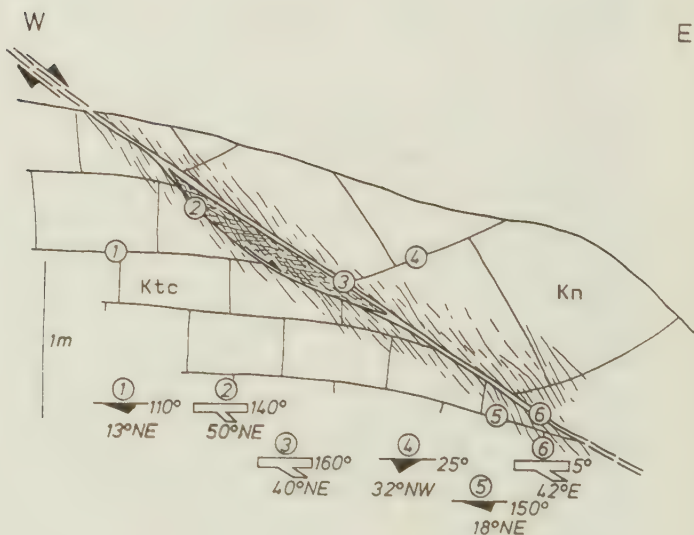


Abb. 19: Neritische Oberkreide-Kalke (Kn) im E sind gegen Tithon-Cenoman-Kalke (Ktc) im W an einer Störungszone abgeschoben (Geländepunkt 274).

VII, Abb. 1). Sie sind nicht bedeutend, da ihre Abschiebungsbeträge relativ gering sind und sie im Streichen häufig von der normalen stratigraphischen Kalk-Flysch-Grenze abgelöst werden. Die bedeutendste dieser Abschiebungsflächen liegt unmittelbar W' des Tsimona-Gipfels, wo pelagische Oberkreide-Kalke im W gegen Rudistentrümmer-Kalke im E abgeschoben sind ($0^{\circ}/75^{\circ}\text{W}$, Gleitstreifen: $90^{\circ}/75^{\circ}\text{W}$; $160^{\circ}/72^{\circ}\text{SW}$, Gleitstreifen: $135^{\circ}/52^{\circ}\text{NW}$).

Wie aus D 30 und D 31 hervorgeht, sind in diesem Teilgebiet $\pm$ E - W streichende Abschiebungen nicht so bedeutend, wie etwa im E' angrenzenden Teilgebiet mit dem großen Abbruch vom Stenoma zur Kawalaria. Größere S fallende Brüche dieser Art sind im S des Koukos und der Tabouria zu finden. Die Lage dieser Abschiebungen konnte mit $30^{\circ}/73^{\circ}\text{SE}$ (Gleitstreifen: $110^{\circ}/70^{\circ}\text{SE}$) und mit $50^{\circ}/55^{\circ}\text{SE}$ (Gleitstreifen: $140^{\circ}/55^{\circ}\text{SE}$) eingemessen werden.

Zusammenfassend kann für die Tektonik der beiden bisher beschriebenen Teilgebiete, die in der E-Hälfte des Arbeitsgebietes stratigraphisch wie tektonisch eine gewisse Einheit bilden, ausgesagt werden: Insgesamt handelt es sich hierbei um einzelne, mehr oder weniger homogene, meist flach lagernde Kalkschollen. An großen $\pm$ N - S streichenden, meist steil E fallenden Abschiebungen brechen diese Schollen bruchstaffelartig nach E hin ab. Ganz im E werden diese Kalke, die sich offensichtlich nach Art weitgespannter Gewölbe (z. B. Lyritsa-Antiklinale E' außerhalb des Arbeitsgebietes, Tafel VII, Abb. 1) in Antiklinalstellung befinden, schließlich abgelöst von der Flyschdepression von Amfissa-Gravia, die das Giona-Massiv im W vom Parnass-Massiv im E trennt. Den unmittelbaren W-Abschluß der Kalke im E' Teil des Arbeitsgebietes bildet zunächst die Flyscheinsenkung der Alpe Diasselon, deren Schichten sich in Synklinalstellung befinden (vgl. Kap. 6.12).

Die morphologisch herausragende Stellung dieser großen Kalkschollen wird schließlich noch durch $\pm$ N - S und $\pm$ E - W streichende Abschiebungen verstärkt, welche die Kalke dieser beiden Teilgebiete z.T. bruch-

stufenartig zu ihrer Umgebung hin abbrechen lassen. Somit befindet sich dieser Teil des Arbeitsgebietes in einer orogen angelegten Antiklinalstellung und ist zusätzlich in postorogener Zeit horstartig herausgehoben worden, was in diesem Sinne als "konkordante Bruchtektonik" definiert sein mag.

6.8 Tektonik der Platowouna-Kalke

Die Kalke dieses Teilgebietes grenzen im E und S an den Flysch der Alpe Diasselon und im W an die Kalke der Pyramida und den Flysch der Vathya Lakka. Nach NW werden die Platowouna-Kalke von den Wotsikas-Kalken abgelöst, und im N reichen sie, z.T. von mächtigen Schuttmassen überdeckt, bis an die Flyschdepression von Stromi-Kaloskopi hinab. Die zentrale Erhebung dieses Teilbereiches wird vom Platowouna (dt. "Plattenberg") gebildet, der mit 2319 m ü. N.N. die zweithöchste Erhebung des gesamten Arbeitsgebietes darstellt.

Die stratigraphische Skala des Teilgebietes umfaßt im wesentlichen ältere Sedimente als die der bisher beschriebenen E' Teilgebiete, und zwar hauptsächlich Tithon-Cenoman-Kalke und deren Unterlager, die Trümmerkalke des Kimmeridge. Lediglich im N lagert den Tithon-Cenoman-Kalken ein kleines Bauxitlager (b_3 -Horizont) und die Basis der oberkretazischen Rudistenkalke auf.

Die aus den ss-Flächen rekonstruierte Verteilung der β_{ss} -Punkte in D 32 zeigt insgesamt drei Maxima: bei $177^\circ/12^\circ N$ ($= \beta_{ss_0}$), bei $154^\circ/25^\circ NW$ ($= \beta_{ss_0}'$) und bei $70^\circ/06^\circ SW$ ($= \beta_{ss_1}$). Die Lage und die Zuordnung dieser Häufungen entspricht im wesentlichen denen des vorigen Kapitels. Komplizierter als bisher ist die Deutung des ss-Flächenpol-Diagramms D 33. Aus dem absoluten Maximum bei $156^\circ/65^\circ SE$ kann geschlossen werden, daß der Großteil der ss-Flächen dieses Teilbereiches eine Lage aufweist, die um $66^\circ/25^\circ NW$ schwankt. Hierin drückt sich die allgemeine Lage der Schichtflächen auf dem Platowouna aus. Lediglich in den N' Kalken dieses Teilbereiches konnten einige flach bis mittelsteil nach NE einfallende ss-Flächen eingemessen werden. Bezüglich der Zuordnung der ss-Flächen in D 33 zu den jeweiligen β_{ss} -Großkreiszonen ergibt sich folgendes

Bild: Der Bss_0 - bzw. der Bss_0' -Großkreiszone gehört lediglich das absolute Maximum bei $156^\circ/65^\circ SE$ an, das allerdings eine Streckung längs dieser beiden Großkreis-zonen aufweist, die Konstruktion eines Vergenzflächen-pols V_0 oder V_0' war allerdings nicht möglich. Zusätzlich zu den Bss -Großkreisen wurde auf Grund der Lage des ac_0 -Maximums in D 36 und D 38 in D 33 ein π_0 -Groß-kreis konstruiert, der einem π_0 -Pol bei $178^\circ/56^\circ N$ an-gehört. Die relativ unbedeutenden ss_0 -Häufungen auf diesem Großkreis lassen die Konstruktion eines Vergenz-flächenpols V_0 bei $88^\circ/0^\circ$ zu. Die Aussagekraft dieses Vergenzflächenpols beruht zwar nur auf einigen Meßwer-ten, es deutet sich aber dennoch an, was im Zusammen-hang mit den Kluftflächenpol-Einzeldiagrammen noch nä-her ausgeführt wird, daß P_0 in diesem Bereich keine klaren Vergenzen ausbildet und nur untergeordnet reprä-sentiert ist. Das absolute Maximum in D 33 gehört je-doch auch der Bss_1 -Großkreiszone an, wobei hierzu, was auch aus den Kluftflächenpol-Diagrammen D 36 und D 38 hervorgeht, ein zweites relatives Maximum in D 33 bei $154^\circ/14^\circ SE$ ausgebildet ist, so daß für P_1 in diesem Teilgebiet die Konstruktion von V_1 bei $161^\circ/53^\circ NW$ mög-lich ist, womit eindeutig NW-Vergenz für P_1 gegeben ist,

Aufschluß über die Kluftverhältnisse geben die Einzel-diagramme D 34 und D 39. In allen sechs Diagrammen war es möglich, Gefügeelemente von P_0 zu rekonstruieren, auf-fallend ist aber, daß in den Platowouna-Kalken nicht der Beanspruchungsplan P_0 , sondern P_1 dominiert, was ins-besondere aus D 36, D 38 und D 39 hervorgeht. Da die P_0 -Gefügeelemente ihrer Lage nach in diesem Teilgebiet an die Ausbildung von P_1 gebunden sind, sind sie starken Schwankungen unterworfen, wie D 40 zeigt. Die Bedeu-tung von P_1 in diesem Teilbereich geht bereits aus D 33 hervor, da die meisten ss -Flächen $\pm NE - SW$ und damit parallel zur b_1 -Achse streichen. Besonders deutlich ist der Beanspruchungsplan P_1 in den drei N' Diagrammen D 36, D 38 und D 39 ausgebildet. In diesen Diagrammen ist klar zu erkennen, daß die Platowouna-Kalke im N dieses Teil-bereiches zum NW-Flügel einer Antiklinale gehören. Die

b_1 -Achse streicht zwischen 60° und 80° und fällt in D 36 und D 38 flach nach NE und in D 39 flach nach SW ein. Im Gegensatz hierzu entstammen die Diagramme D 34, D 35 und D 37, was aus den flacher einfallenden Flächen hervorgeht, mehr dem Scheitelpunkt der Platowouna-Antiklinale. Während in D 36 und D 38 die Konstruktion von P_0 nur senkrecht zu P_1 möglich ist ($ac_0 = bc_1$, $bc_0 = ac_1$, $ab_0 = ab_1$), haben P_0 und P_1 in den drei S' Diagrammen eigenständige Kluftsysteme ausgebildet.

Die bisher beschriebene Tektonik der Platowouna-Kalke spiegelt sich in der Ausbildung von P_0 in den Kluft-Einzeldiagrammen wider. Das von SE nach NW zunehmende NW-Einfallen der ss-Flächen geht aus der Lage der b_0 -Achse in den Einzeldiagrammen hervor. Während sie in D 34 und D 35 flach nach N und S einfällt, zeigt sie in den N' Diagrammen mittelsteiles Einfallen nach N und NW. Hieraus kann geschlossen werden, daß die b_0 -Achse durch P_1 verbogen worden ist.

Örtlich ist in den offensichtlich stark beanspruchten Kalken eine engständige Schieferungsklüftung ausgebildet. So kann bei Punkt 259 eine Schieferungsklüftung beobachtet werden, die eine allgemeine Lage von $80^\circ/72^\circ$ SE besitzt und dem P_1 -Plan in bc_1 -Lage angehört (Tafel VIII, Abb. 2). Sie ist Ausdruck der in P_1 herrschenden NW-Vergenz. Im S-Teil der Platowouna-Kalke, wo P_0 und P_1 gleichwertig ausgebildet sind, kann neben der oben genannten engständigen Klüftung noch eine zweite beobachtet werden, die mit einer Lage bei $175^\circ/80^\circ$ E dem P_0 -Plan in bc_0 -Stellung als Schieferungsklüftung zugeordnet werden kann. Sie ist Ausdruck der in P_0 vorherrschenden, wenn auch schwach ausgebildeten W-Vergenz. Beide eben genannten Schieferungsklüftungen treten im Gelände auch nebeneinander auf, beide sind dann $\pm$ gleichermaßen engständig ausgebildet und führen zu griffelartig anstehenden Kalken, die zu starker Verwitterung neigen.

Der bisher dokumentierte, tektonische Bau der Platowouna-Kalke kommt in den synoptischen Diagrammen D 40 und D 41 klar zum Ausdruck. Insbesondere in D 41 ist deutlich zu erkennen, daß die Platowouna-Kalke der NW-

flanke einer Antiklinale angehören. Die SE-Flanke ist durch den Flysch der Alpe Diasselon tektonisch abgeschnitten und, zumindest im Arbeitsgebiet, nicht aufgeschlossen. Wie aus D 41 hervorgeht, schwankt die Lage der b_1 -Achse, die die B-Achse der Antiklinalstruktur repräsentiert, um $70^\circ/0^\circ$, die a_1 -Achse liegt bei $142^\circ/48^\circ\text{NW}$, die c_1 -Achse bei $140^\circ/45^\circ\text{SE}$. Nahezu senkrecht hierzu ist P_0 entwickelt, mit a_0 bei $88^\circ/05^\circ\text{W}$, b_0 bei $164^\circ/43^\circ\text{NW}$ und c_0 bei $170^\circ/50^\circ\text{S}$. Während P_1 eine klare NW-Vergenz ausbildet mit V_1 bei $161^\circ/53^\circ\text{NW}$, ist für P_0 , wenn überhaupt, nur eine schwache W-Vergenz abzuleiten.

Etwas komplizierter als in den E' Teilgebieten ist auch die Zuordnung der Störungsflächen in D 42 und D 43. Bezüglich der Schubstörungen sind vor allem zwei Häufungen festzustellen: $\pm$ nach NNW und $\pm$ nach NE bis E gerichtete Einengungsflächen. Erstere können dem P_1 -Plan in bc_1 - bis $h0l_1$ -Lage, letztere dem P_0 -Plan als Rückschubstörungen zugeordnet werden.

Zu den nach NNW gerichteten Aufschiebungen gehören auch diejenigen, die im S-Teil des Platowouna, sozusagen im Scheitel der "Platowouna-Antiklinale" auskartiert worden sind (Anlagen 1 und 3). Deutlich ist die S'ste dieser Aufschiebungen in Tafel VIII, Abb. 1 zu erkennen. An ihr sind die Trümmerkalke des Kimmeridge, die den S-Teil der Platowouna-Kalke aufbauen, nach N bis NW gegen Tithon-Cenoman-Kalke aufgeschoben. Die Lage der Bewegungsfläche schwankt um $80^\circ/53^\circ\text{S}$. Unmittelbar N' dieser Schubstörung konnte eine weitere Aufschiebung eingemessen werden, deren Lage um $80^\circ - 95^\circ/53^\circ - 70^\circ\text{S}$ schwankt und die in Abb. 20 dargestellt ist. Eine dritte Aufschiebung konnte N' des Platowouna-Gipfels mit $120^\circ/75^\circ\text{SW}$ aufgenommen werden. Sie wird lokal von einer schmalen Zone mit Störungsbrekzie begleitet. Weitere Aufschiebungen dieses Typs treten am NW-Rand der Platowouna-Kalke zu den Wotsikas-Kalken hin auf. Hierbei handelt es sich z.T. sogar um Überschiebungen ($54^\circ/30^\circ\text{SE}$), meist aber um mittelsteile bis steile Aufschiebungen ($33^\circ/80^\circ\text{SE}$, $22^\circ/79^\circ\text{SE}$), die lokal auch in die Senkrechte übergehen können ($39^\circ/90^\circ$). Alle diese Einengungsflächen gehören dem P_1 -Plan an.

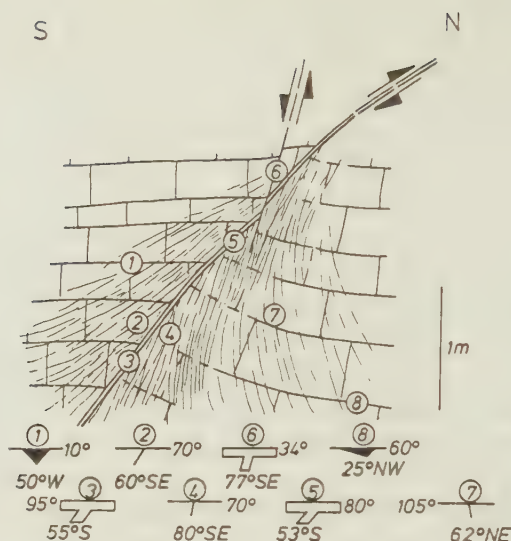


Abb. 20: NNW vergente Aufschiebung in den Tithon-Cenoman-Kalken des S' Platowouna (Geländepunkt 243).

Anders verhält es sich mit den nach NE bis E gerichteten Einengungsflächen, die P_0 zugeordnet werden müssen. Sie wurden vornehmlich am E-Rand der Platowouna-Kalke zum Flysch der Alpe Diasselon hin eingemessen und gehen auf engstem Raum in steil E fallende Abschiebungen über. Die Tektonik dieser Kalk-Flysch-Grenze soll jedoch in Kapitel 6.12 ausführlicher behandelt werden.

Wie weiter aus D 42 und D 43 hervorgeht, sind, wie in den E' Teilgebieten, auch im Bereich der Platowouna-Kalke im Bezug auf Ausdehnungsflächen vornehmlich E fallende Abschiebungen ausgebildet. Ihr Hauptstreichen schwankt zwischen $0^\circ - 40^\circ$ und $110^\circ - 180^\circ$, so daß sie sich durchwegs zu P_0 und P_1 in bc- bis h01-Lage befinden. Also auch hier hat die junge Bruchtektonik das orogene Flächenangebot benutzt und möglicherweise reaktiviert. Große Abschiebungsflächen dieses Typs konnten innerhalb der Platowouna-Kalke unter anderem bei Punkt 283 auskartiert werden, wo eine Abschiebungsfläche mit $162^\circ/62^\circ$ E (Gleitstreifen: $20^\circ/59^\circ$ NE) eingemessen wurde. Kleinere E fallende Abschiebungen wurden

bei Punkt 257 mit $10^{\circ}/84^{\circ}\text{E}$, $20^{\circ}/63^{\circ}\text{SE}$ und $25^{\circ}/46^{\circ}\text{SE}$ (Gleitstreifen: $150^{\circ}/40^{\circ}\text{SE}$) festgestellt. Untergeordnet treten auch steil W fallende Abschiebungen auf, wie etwa bei Punkt 285. Ihre Lage schwankt meist um $5^{\circ} - 40^{\circ}/70^{\circ} - 80^{\circ}\text{W}$, Gleitstreifen konnten mit $130^{\circ}/70^{\circ}\text{NW}$ eingemessen werden.

6.9 Tektonik der Pyramida-Kalke

Die Pyramida-Kalke bilden den SW' Teilbereich des Arbeitsgebietes, der, ähnlich wie die Platowouna-Kalke, von Kimmeridge- und vor allem von Tithon-Cenoman-Kalken aufgebaut wird. Die höchste Erhebung dieses Teilbereiches bildet die Pyramida, die mit 2512 m Ü. N.N. den höchsten Punkt Mittelgriechenlands und damit des Arbeitsgebietes darstellt. Der W-Abfall der Pyramida zum Mornos-Tal bildet mit ca. 1500 m Höhendifferenz die höchste Steilwand Griechenlands. Die Unzugänglichkeit dieser Steilwand machte die Klärung der Tektonik in diesem Teilbereich besonders schwierig.

Die aus der Lage der ss-Flächen rekonstruierte Verteilung der Bss-Punkte in D 44 zeigt zunächst ein absolutes Maximum bei $117^{\circ}/05^{\circ}\text{SE}$, das auf Grund seiner ungewöhnlichen Lage von besonderer Problematik ist und vorerst kommentarlos als $\text{Bss}_{0,1}$ -Maximum bezeichnet werden soll. In bekannter Lage ist ein weiteres, relatives Maximum bei $165^{\circ}/23^{\circ}\text{NW}$ ($= \text{Bss}_0$) festzustellen. Weitere Häufungen treten bei $35^{\circ}/27^{\circ}\text{NE}$ ($= \text{Bss}_{0,2}$) und in der W-Hälfte des Diagramms auf. Letztere zeigt eine Streckung längs eines Kleinkreises und reicht von $64^{\circ}/15^{\circ}\text{SW}$ bis $102^{\circ}/10^{\circ}\text{NW}$ ($= \text{Bss}_1$).

Die in D 45 dargestellte Verteilung der ss-Flächenpole zeigt insgesamt vier Häufungen, ein absolutes Maximum bei $20^{\circ}/67^{\circ}\text{SW}$, ein relatives Maximum bei $119^{\circ}/65^{\circ}\text{SE}$. Hieraus ergibt sich recht klar, daß der Überwiegende Teil der Pyramida-Kalke nach NE bis NW einfällt, wobei die relativ flach gelagerten ss-Flächen, die mit ca. 25° einfallen, vornehmlich in der Pyramida-Gipfelregion eingemessen werden konnten, während die steileren ss-Flächen (57° und mehr) den Steilabfall der Pyramida zur Vathya Lakka dokumentieren (Tafel IX, Abb. 1). Die

mit ca. 25° nach SW einfallenden ss-Flächen treten z. T. S' des Pyramida-Hauptgipfels und vor allem am NW-Rand der Pyramida zum Flysch der Lazosschlucht auf (Anlage 3).

Die Verteilung der ss-Flächenpole auf den einzelnen Bss-Großkreisen bzw. -zonen läßt die Rekonstruktion mehrerer Vergenzflächenpole zu. So demonstriert V_0 mit einer Lage bei $75^{\circ}/02^{\circ}\text{SW}$ eine schwache W-Vergenz bezüglich P_0 . Da auf der Bss₁-Großkreiszone mehr als zwei ss-Flächenpol-Häufungen vertreten sind, können theoretisch aus der verschiedenen Kombination dieser Häufungen mehrere Vergenzflächenpole rekonstruiert werden. Diese liegen bei $8^{\circ}/34^{\circ}\text{N}$, $1^{\circ}/14^{\circ}\text{N}$ und bei $171^{\circ}/02^{\circ}\text{S}$. Mit Ausnahme von letzterem unterstreichen die beiden ersten Werte klar die N-Vergenz der vorliegenden Kalke in P_1 , was sich auch bei der Beschreibung der Kluftdiagramme bestätigen wird. Keine klaren Vergenzen ergaben sich auf der Bss_{0,1}-Großkreiszone mit $V_{0,1}$ bei $27^{\circ}/0^{\circ}$ und auf dem Bss_{0,,}-Großkreis, auf dem nur ein ss-Flächenpol-Maximum klar ausgebildet ist.

Eine weitere Bestätigung der Hauptachsenrichtung in P_1 erfolgt durch eine Einzelstruktur bei Punkt 345/504, wo Tithon-Cenoman-Kalke vermutlich leicht NW vergent verfaltet sind (Tafel IX, Abb. 2). Dieselbe Struktur ist in D 46 dargestellt, wo neben einem absoluten Bss-Maximum bei $78^{\circ}/23^{\circ}\text{SW}$ noch ein relatives Bss-Maximum bei $53^{\circ}/40^{\circ}\text{SW}$ ausgebildet ist. Beide Maxima entsprechen in ihrer Lage dem Bss₁-Maximum in D 44 und müssen somit ebenfalls als solche identifiziert werden. Auf Grund der ss-Flächenverteilung auf der Bss₁- und Bss_{1,-}-Großkreiszone ist die Rekonstruktion eines Vergenzflächenpols in D 46 leider nicht möglich.

Eine Übersicht über die Kluftverhältnisse vermitteln die entsprechenden Einzeldiagramme D 47 - 50. Mit Ausnahme von D 50, in dem nur die Rekonstruktion eines P_0 -Planes vertretbar ist, ist in den drei übrigen Diagrammen die Entwicklung entsprechender Kluftpläne sowohl für P_0 wie auch für P_1 möglich. Wie aus D 47 - 49 hervorgeht, gleicht das Bild dieser Diagramme auffal-

lend entsprechenden Diagrammen aus den Platowouna-Kalken (D 36 und D 38). So läßt sich auch in diese drei Diagramme der P_1 -Plan als dominierender Beanspruchungsplan eintragen. Hieraus ergibt sich wie bei den Platowouna-Kalken das Bild einer $\pm$ N bis NW vergenten Antiklinalstruktur, deren b_1 -Achse $\pm$ E - W streicht und deren a_1 -Achse flach bis mittelsteil nach N abtaucht. Vorzüglich wird hierbei das ac_1 -Maximum in D 48 durch die β_{ss_1} -Maxima der oben beschriebenen Einzelstruktur in D 46, beide Diagramme wurden am gleichen Ort eingemessen, kontrolliert. Gleichzeitig wird hierdurch ausgezeichnet dokumentiert, wie sich in Kleinstrukturen der entsprechende regionale Bau widerspiegeln kann.

Ähnlich wie am Platowouna lassen sich die Gefügeelemente, die P_0 angehören, in D 47 und D 49 nur senkrecht zu P_1 anlegen, so daß sich bc_1 - und ac_0 - bzw. ac_1 - und bc_0 -Maxima entsprechen. Lediglich in D 47 ist anscheinend ein eigenständiges bc_0 -Maximum entwickelt.

Ein etwas anderes Bild präsentiert sich in D 50, das am NW-Rand der Pyramida-Kalke zum Flysch der Lazoschlucht aufgenommen wurde. Hier konnten das Kluftflächenpol-Maximum bei $127^\circ/24^\circ$ SE als ac_0 -Maximum und das Maximum bei $46^\circ/24^\circ$ SW als bc_0 -Maximum dem P_0 -Plan zugeordnet werden, da sich auf Grund der SW fallenden ss-Flächen für dieses Diagramm SW-Vergenzen ergeben. Hiermit deutet sich an, daß die Hauptachsenrichtung in P_0 zum W-Rand der Parnass-Giona-Kalke hin allmählich aus einer N - S-Richtung in eine NW - SE-Richtung wandert. Diese Annahme wird bestätigt durch ein β_{ss_0} -Maximum in D 109 bei $122^\circ/08^\circ$ NW, wo im Flysch E' oberhalb Sikea eine überkippte SW vergente Faltenstruktur aufgenommen werden konnte (vgl. Kap. 6.15). Möglicherweise ist in D 50 auch ein P_1 -Plan entwickelt, dann allerdings als P_1' senkrecht zu P_0 , so daß ac_0 bc_1 und bc_0 ac_1 entsprechen würden.

Damit ergeben sich aus D 47 und D 50 ein ac_1 - und ein ac_0' -Maximum in $\pm$ gleicher Lage, wobei im ersten Fall NW-Vergenz und im zweiten Fall SW-Vergenz vorlie-

gen. Die Lage der beiden zugehörigen b-Achsen wird kontrolliert durch das fragwürdige β_{ss} -Maximum in D 44, welches deshalb als $\beta_{ss_0/1}$ -Maximum bezeichnet worden ist.

Die in den Kluftflächenpol-Einzeldiagrammen dokumentierte Rotation der einzelnen Kluftpläne von E nach W entgegen dem Uhrzeigersinn, auch bruchtektonisch bedingte Schollenverkipnungen mögen hier eine Rolle gespielt haben, wird in den synoptischen Diagrammen D 51 und D 52, insbesondere in letzterem, veranschaulicht. Deutlich ist in D 52 zu erkennen, daß das ac_1 -Polfeld längs eines Großkreises von $108^\circ/82^\circ SE$ über $90^\circ/0^\circ$ nach $72^\circ/25^\circ SW$ gestreckt ist und die b_1 -Achse dieselbe Rotation von E nach W vollzieht. Entsprechend ist auch das bc_1 -Polfeld längs eines Großkreises gestreckt. Die zugehörigen ss-Flächen haben, legt man das Bild einer Antiklinale zugrunde, auf dem S-Flügel eine Lage bei $120^\circ/27^\circ SW$ und auf dem N-Flügel eine Lage, die zwischen $38^\circ/25^\circ NW$ und $74^\circ/56^\circ NW$ schwankt.

Etwas schwieriger zu verstehen ist die Darstellung in D 51. Aber auch hier ist die Streckung auf Großkreisen deutlich zu erkennen (bc_0 - und ab_0 -Polfeld). Das ac_0 -Polfeld wurde von mir in zwei Teilfelder aufgelöst, da deren Verbindung untereinander nicht aus Einzeldiagrammen hervorgeht. Man kann aber dennoch davon ausgehen, daß der Durchstoßpunkt der b_0 -Achse vom ac_0 -Polfeld bei $5^\circ/30^\circ N$ über die Horizontale zum ac_0' -Polfeld bei $125^\circ/25^\circ SE$ im W des Teilgebietes in D 50 wandert.

Weitere Informationen über die Beanspruchung der Pyramida-Kalke geben die aufgenommenen Beanspruchungsflächen, wobei jedoch bezüglich der N-Grenze der Pyramida-Kalke zur Vathya Lakka auf Kapitel 6.13 verwiesen werden muß. Die Lage der Bewegungsflächen bezüglich P_0 und P_1 sind in D 53 und D 54 dargestellt. Durch die nahezu senkrechte Lage der ac_0 - zur ac_1 -Großkreiszone können die dargestellten Störungen problemlos den beiden Beanspruchungsplänen zugeordnet werden. Sowohl auf den beiden ac_0 -Großkreiszon in D 53, wie auch auf der ac_1 -Großkreiszone in D 54 liegen die entsprechenden Pole der aufgenommenen Schubstörungen. Sehr gut wird die für

P_0 abgeleitete W- bis SW-Vergenz bestätigt durch entsprechend gerichtete Einengungsflächen, deren Pole sich in bc_0 - bis $h01_0$ -Lage befinden. Entsprechendes gilt für P_1 in D 54.

Wie aus den Diagrammen D 53 und D 54 hervorgeht, treten wieder $\pm$ N - S streichende, steile, meist E, untergeordnet auch W fallende Abschiebungen, die sich in bc_0 - bzw. ac_1 -Lage befinden, auf. Außerdem dokumentieren auch $\pm$ E - W streichende, meist steil S fallende Abschiebungen die für die Parnass-Giona-Zone charakteristische Vergitterung der $\pm$ aufeinander senkrecht stehenden Brüche. Während die zuletzt genannten Abschiebungen im Kartenbild weniger in Erscheinung treten, haben vor allem die N - S streichenden Dislokationen die morphologisch so herausragende Stellung der Pyramida bewirkt und sie in ein kompliziertes Bruchschollengebirge zerlegt (Anlagen 1 und 2).

Zusammenfassend kann zur Tektonik der Platowouna- und Pyramida-Kalke gesagt werden, daß sie sehr viel Gemeinsamkeiten haben: Beide Teilbereiche bewegen sich überwiegend im gleichen stratigraphischen Niveau der oberen Kimmeridge-Kalke und der unteren bis mittleren Tithon-Cenoman-Kalke und beide Teilgebiete stellen schiefe bis aufrechte Antiklinalstrukturen dar, die NW- bis N-Vergenz besitzen und deren übergeordnete B-Achse $\pm$ NE - SW bis E - W streicht. Die Schichtflächen fallen überwiegend im S flacher im N steiler nach NW bis N ein. Offensichtlich stellt die Pyramida die W' Fortsetzung der Platowouna-Antiklinale dar und ist von ihr lediglich bruchtektonisch durch große, steil nach E fallende, $\pm$ N - S streichende Abschiebungen getrennt.

6.10 Tektonik der Wotsikas-Stamata-Kalke

Die Kalke dieses Teilgebietes werden im E von den Platowouna-Kalken, im S vom Flysch der Vathya Lakka und von den Pyramida-Kalken, im W vom Flysch des Lazostales bzw. dessen N' Fortsetzung und im N von der Flyschdepression von Stromi-Kaloskopi begrenzt. Bei den Wotsikas-Stamata-Kalken selbst handelt es sich um

eine stark verkarstete Gipfelregion mit dem Wotsikas (1953 m ü. N.N.) und dem Stamata (1819 m ü. N.N.) als höchste Erhebungen, die lediglich nach N zur anschließenden Flyschregion, ähnlich wie die Waila-Stenomakalke im E, bruchstufenartig abbrechen. Das stratigraphische Spektrum dieser Kalke, die überwiegend von höheren Wathon-Cenoman-Kalken aufgebaut werden, welchen normal sedimentär Reste von oberkretazischen, neritischen Kalken auflagern, ist ebenfalls vergleichbar mit dem der beiden E' Teilgebiete.

Ein zunächst verwirrendes Bild zeigt die Bss-Verteilung in D 55. Entsprechend dem Streichen der zugehörigen Großkreiszonen lassen sich, wenn man die bisherigen Interpretationen zugrundelegt, die Bss-Maxima den verschiedenen Beanspruchungsplänen zuordnen. Ziemlich eindeutige Zuordnungen sind bei dem absoluten Maximum bei $30^{\circ}/07^{\circ}\text{SW}$ ($= \text{Bss}_1$) und bei den relativen Maxima bei $60^{\circ}/05^{\circ}\text{NE}$ ($= \text{Bss}_1'$) und $161^{\circ}/13^{\circ}\text{NW}$ ($= \text{Bss}_0$) möglich. Eine kleinere Häufung bei $170^{\circ}/04^{\circ}\text{SE}$ könnte noch dem Beanspruchungsplan P_0 als Bss_0' -Maximum zugerechnet werden. Eine Zwischenstellung zwischen P_0 und P_1 nimmt das relative Maximum bei $20^{\circ}/25^{\circ}\text{NE}$ ein und wird deshalb als $\text{Bss}_{0/1}$ -Maximum bezeichnet.

Wie aus dem ss-Flächenpol-Diagramm D 56 hervorgeht, sind die ss-Flächen in diesem Teilgebiet stark verteilt und fallen gleichermaßen nach allen Richtungen ein. Dies liegt, wie Anlage 3 zeigt, am umlaufenden Streichen, das in diesem Teilgebiet vorherrscht. Lediglich flach mit etwa 15° nach SE einfallende ss-Flächen konnten häufiger eingemessen werden. Aus der Verteilung der ss-Flächenpol-Maxima sowie den in D 55 rekonstruierten Bss-Großkreisen bzw. -zonen ergeben sich entsprechende Vergenzflächenpole. Mit V_0 bei $80^{\circ}/05^{\circ}\text{W}$, $V_{0/1}$ bei $96^{\circ}/23^{\circ}\text{W}$, V_1 bei $118^{\circ}/34^{\circ}\text{NW}$, $122^{\circ}/25^{\circ}\text{NW}$ und $132^{\circ}/44^{\circ}\text{NW}$, sowie mit V_1' bei $147^{\circ}/18^{\circ}\text{NW}$ deuten sich die gewohnten W- bis NW-Vergenzen an. Lediglich mit V_0' bei $73^{\circ}/02^{\circ}\text{NE}$ ist eine, wenn auch schwache NE-Vergenz gegeben.

Aufschluß über die Kluftverhältnisse geben die entsprechenden Einzeldiagramme D 57 bis D 63. In allen

Diagrammen sind Gefügeelemente beider Beanspruchungspläne entwickelt, häufig jedoch nur unvollständig. So konnten in D 57 und D 59 keine bc_1 -Pole identifiziert werden. In D 61 ist offensichtlich kein ac_0 -Maximum entwickelt, es könnte jedoch mit dem bc_1 -Maximum identisch sein, wie sich dies in D 63, das relativ nahe bei D 61 aufgenommen worden ist, andeutet. Allerdings würde sich dann nicht mehr das Maximum $99^\circ/46^\circ W$ als bc_0 -Maximum einordnen lassen. Die aus den Diagrammen der E' Teilgebiete bekannten Überlagerungen von bc_0 und bc_1 scheinen auch in D 60 vorzuliegen, wo das Maximum um $137^\circ/08^\circ NW$ eine Mittelstellung zwischen einer möglichen bc_0 - und bc_1 -Lage einnimmt. Ansonsten herrschen auch in diesem Teil des Arbeitsgebietes in den Kluft-Einzeldiagrammen $\pm N - S$ streichende, flach einfallende b_0 -Achsen und $\pm NE - SW$ streichende, flach bis mittelsteil einfallende b_1 -Achsen vor. Die W- bzw. NW-Vergenz der beiden Beanspruchungspläne wird im allgemeinen durch entsprechend gelagerte bc -Flächen bestätigt. Lediglich in D 58 und D 59 treten auch steil nach W einfallende bc_0 -Flächen auf, die Ausdruck einer schwachen Rückvergenz sein könnten (vgl. V_0 in D 56).

In den synoptischen Diagrammen D 64 und D 65 zeigt sich insbesondere in D 65 das für P_1 gewohnte Bild mit einer b_1 -Achse, deren allgemeine Lage stark um $45^\circ/10^\circ NE$ schwankt. Die Vergenz, zum einen festgelegt durch die schon zitierten Vergenzflächenpole V_1 und zum anderen bestätigt durch die allgemeine Lage des bc_1 -Maximums um $145^\circ/30^\circ NW$, geht gegen NW. Die ss -Flächen fallen in P_1 überwiegend flach mit ca. 25° bis 30° nach NE bis SE und mit ca. 27° bis 67° nach NW ein.

Nicht so klar ist das Bild in D 64. Hier pendelt die b_0 -Achse stark um $171^\circ/15^\circ N$ und aus den verschiedenen bc_0 -Flächen konnten insgesamt zwei bc_0 -Polfelder, bc_0 bei $93^\circ/40^\circ W$ und bc_0' bei $83^\circ/14^\circ E$, konstruiert werden. Das bc_0' -Maximum dokumentiert möglicherweise Rückvergenzen, wie sie durch entsprechend gerichtete Schubflächen in D 66 zum Ausdruck kommen.

Wie die Ströungsflächenpol-Diagramme D 66 und D 67 dokumentieren, konnten zu P_0 und P_1 entsprechende Schub-

flächen eingemessen werden. Während in P_0 sowohl $\pm$ nach W, wie auch nach ENE gerichtete Einengungsflächen auftreten, letztere bestätigen die Rückvergenzen, sind in P_1 ausnahmslos $\pm$ nach NW gerichtete Auf- und Überschiebungen vertreten. Bezüglich der Bruchtektonik dominieren wieder $\pm$ steil E und W fallende Abschiebungen, an denen das gesamte Teilgebiet schollenartig zerbrochen ist. Zu erwähnen bleibt hier der Wotsikas-Gipfel als Beispiel für eine diskordante Morphogenie (vgl. Profil B - B' in Anl. 2).

Zusammenfassend kann zum Großbau der Wotsikas-Stamata-Kalke gesagt werden, daß es sich hierbei um einen relativ homogen aufgebauten Teilbereich handelt, der sich sowohl faziell wie auch strukturell mit den beiden E' Teilgebieten vergleichen läßt. Es handelt sich um eine gewölbeartige, wohl flach $\pm$ nach N abtauchende Antiklinalstruktur mit $\pm$ umlaufendem Streichen der ss-Flächen und mit schwacher W- bis NW-Vergenz. Außerdem gibt es Anhaltspunkte für Rückvergenzen.

6.11 Tektonik der Pirgos-Kalke

Die Pirgos-Kalke (Pirgos z. dt. "Turm"), zu denen in diesem Teilgebiet auch die Kalke der beiden Xerowouni-Gipfel (dt. "Trockenberg") gezählt werden, bilden den W-Teil des Arbeitsgebietes. Sie bestehen, wie die Wotsikas-Stamata-Kalke, nahezu ausschließlich aus Tithon-Cenoman-Kalken, lediglich in den Hochgebieten liegen diesen Kalken lokal auch neritische Oberkreide-Kalke normal sedimentär auf. Morphologisch wird dieses Teilgebiet beherrscht von der Pirgos-Gipfelregion, die einem kleinen nach NW einfallenden Hochplateau ähnelt und außerordentlich schwer zugänglich ist, da sie nahezu rundum von Steilhängen begrenzt wird. Die beiden Xerowouni-Gipfel bilden als $\pm$ N - S streichende, langgestreckte Erhebungen den N' bzw. S' Vorsprung des Pirgos.

Ähnlich schwer zu deuten wie das Bss-Diagramm aus den Wotsikas-Stamata-Kalken (D 55), ist das Bss-Flächen-Diagramm D 68. Hier ist die Zuordnung der beiden großen Maxima bei $153^\circ/14^\circ\text{NW}$ und bei $155^\circ/23^\circ\text{NW}$ außer-

ordentlich problematisch. Auch in den Kluftflächenpol-Diagrammen sind keine Gefügeelemente überzeugend entwickelt, die die Existenz dieser beiden Maxima bestätigen könnten, so daß sie als β_{ss_2} -Maxima gekennzeichnet wurden. Leichter dagegen ist eine mögliche Zuordnung der übrigen, kleineren Maxima und Häufungen in D 68. So kann das Maximum bei $8^\circ/06^\circ\text{NE}$ als β_{ss_0} -Maximum dem P_0 -Plan zugeordnet werden, während die beiden Häufungen bei $39^\circ/24^\circ\text{SW}$ und bei $75^\circ/06^\circ\text{NE}$ als β_{ss_1} - bzw. β_{ss_1}' -Maxima in den P_1 -Plan integriert werden können.

Wie aus dem ss-Flächenpol-Diagramm D 69 hervorgeht, lassen sich bezüglich der Lage der ss-Flächen in diesem Teilgebiet im wesentlichen drei Häufungen unterscheiden: halbsteil nach SW, halbsteil nach NW und flach nach NE einfallende ss-Flächen. Auch hier ist, nicht so deutlich wie in den Kalken des vorigen Kapitels, eine Art umlaufenden Streichens der ss-Flächen gegeben. Konstruiert man aus der Verteilung der ss-Flächenpol-Maxima auf den zugehörigen β_{ss} -Großkreis-zonen die entsprechenden Vergenzflächenpole, so werden mit V_0 bei $36^\circ/16^\circ\text{W}$, V_1 bei $141^\circ/18^\circ\text{NW}$ und V_1' bei $165^\circ/15^\circ\text{NW}$ die bisher für dieses Arbeitsgebiet konstruierten W- bzw. NW-Vergenzen bestätigt. Die auf β_{ss_2} -Großkreiszone mögliche Konstruktion zweier Vergenzflächenpole V_2 bei $30^\circ/03^\circ\text{SW}$ und $60^\circ/12^\circ\text{SW}$ würde auf SW-Vergenz hindeuten, ähnlich wie sie in den SW'-Teilen des Arbeitsgebietes ausgebildet ist.

Die Darstellung der Kluftverhältnisse dieses Raumes erfolgte in den Kluftflächenpol-Einzeldiagrammen D 70 - 78. Gefügeelemente des Beanspruchungsplanes P_0 sind in allen Kluftdiagrammen entwickelt. Gelegentlich, wie in D 71 und D 72 konnten zwei benachbarte ac_0 -Flächenpol-Maxima identifiziert werden. In D 72 - 74, D 76 und D 77 treten möglicherweise mehreresowohl $\pm E$ wie $\pm W$ fallende bc_0 -Flächenpol-Maxima auf. Die b_0 -Achse, lokalisiert durch das ac_0 -Flächenpol-Maximum, fällt überwiegend flach nach N ein, in D 70, D 72 und D 73 ist auch S-Einfallen möglich.

Nicht so stark ist in den Kluftdiagrammen das Gefüge des Beanspruchungsplanes P_1 entwickelt. ac_1 -Flächenpole

konnten nur in D 70, D 72, D 75 und D 77 identifiziert werden. Mögliche ac_1 -Flächenpol-Felder stellen die Häufungen im NE' Quadranten in D 73 und D 78 dar, in letzterem scheinen auch entsprechende bc_1 -Flächenpole ausgebildet zu sein, was die Häufungen im NW' Quadranten dokumentieren. Die letztgenannten Häufungen könnten aber auch gleichzeitig, ähnlich wie die in D 70 und die in den SE' Quadranten in D 75 und D 78, ac -Gefügeelemente zu den Bss_2 -Maxima in D 68 repräsentieren. Außerdem ist im E-Teil der Virgos-Kalke lokal eine sehr engständige Klüftung ausgebildet (z.B. bei Punkt 479), die in D 70 und D 71 durch die beiden bc_2 -Flächenpol-Häufungen in den SW' Quadranten dokumentiert wird. Die Lage dieser (?) Schieferungsklüftung schwankt um $162^\circ - 155^\circ/75^\circ - 80^\circ NE$ und könnte als solche den beiden Bss_2 -Maxima in D 68 entsprechen. Jedenfalls gewinnt diese neue Achsenrichtung größere Bedeutung in den W' sich anschließenden Flyschserien des Mornostales, wie sich bei der tektonischen Analyse in Kapitel 6.15 herausstellen wird.

Eine zusammenfassende Darstellung des Großbaues dieses Teilbereiches zeigen die beiden synoptischen Diagramme D 79 und D 80. Beide Diagramme ähneln in ihrem Erscheinungsbild wieder sehr stark den meisten der bisher analysierten Diagramme des gleichen Typs. Bezüglich P_0 kann gesagt werden, daß die allgemeine Lage der b_0 -Achse stark um $10^\circ/30^\circ NE$ schwankt, die a_0 -Achse bei $96^\circ/10^\circ W$ und die c_0 -Achse bei $90^\circ/80^\circ E$ gegeben sind. Überwiegend flach mit ca. 5° nach NE und mittelsteil mit ca. 37° nach WNW einfallende ss-Flächen gehören diesem Plan an. Die W -Vergenz wird durch die oben angegebene Schwerpunktlage des bc_0 -Polfeldes (= a_0 -Achse) und durch V_0 bei $96^\circ/16^\circ W$ dokumentiert.

Ähnlich, nur um ca. 35° verdreht, präsentiert sich der in D 80 dargestellte Beanspruchungsplan P_1 . Ihm gehören vor allem die flach nach NE und mittelsteil mit ca. $25^\circ - 40^\circ$ nach SW bis NW einfallenden ss-Flächen an. Die b_1 -Achse besitzt eine Schwerpunktlage bei $45^\circ/10^\circ S$, die a_1 -Achse bei $123^\circ/03^\circ NW$ und die Lage der beiden ab_1 -Pole läßt sich mit $18^\circ/85^\circ S$ und $70^\circ/63^\circ E$ angeben. Die Vergenzflächenpole V_1 und V_1' bei $141^\circ/18^\circ NW$

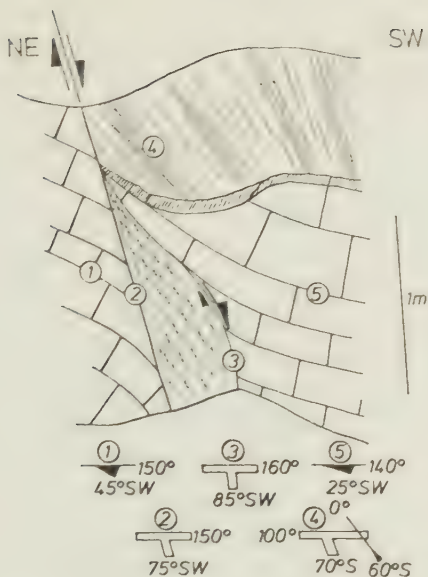


Abb. 21: Eine orogen angelegte, nach N gerichtete, steile Aufschiebung (4) wird von einer steil SW fallenden, postorogen angelegten Abschiebung abgeschnitten (Tithon-Cenoman-Kalke, NW-Abfall des Pirgos, Geländepunkt 525).

und $165^{\circ}/15^{\circ}\text{NW}$, sowie die Lage des bc_1 -Polfeldes demonstrieren eine schwache, aber doch vorhandene NW-Vergenz.

Weitere Aufschlüsse über die Tektonik dieses Teilbereiches vermitteln die aufgenommenen Bewegungsflächen, dargestellt in den Störungsflächenpol-Diagrammen D 81 - 84. Es fällt auf, daß nicht nach W und NW gerichtete Einengungsbewegungen, sondern nach NE und SW gerichtete Schubflächen dominieren, welche sich nicht oder nur schlecht den Beanspruchungsplänen P_0 und P_1 zuordnen lassen, die sich aber $\pm$ in bc- bis b01-Stellung zu den bc_2 - in D 68 befinden. Also auch hier Hinweise auf eine mögliche NW - SE streichende B-Achsenrichtung. Größere Einengungsflächen dieser Art konnten bei Punkt 500 (vgl. D 81 und D 82) mit $110^{\circ}/60^{\circ}\text{SW}$ (Gleitstreifen: $170^{\circ}/55^{\circ}\text{W}$),

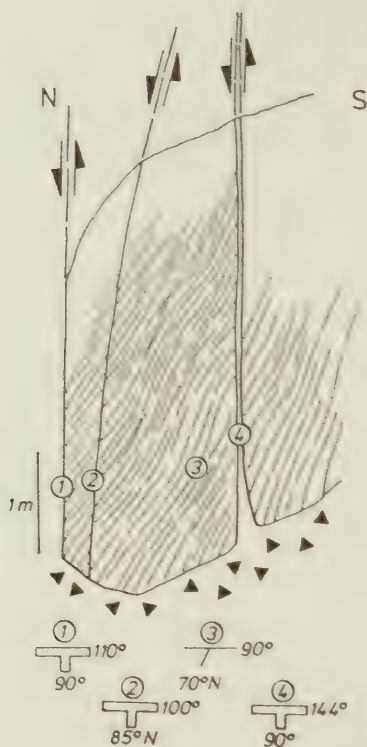


Abb. 22: Steile Brüche in den Tithon-Cenoman-Kalken N' des Pargos-Gipfels (Geländepunkt 481).

bei Punkt 525 a mit $120^\circ/60^\circ NE$ (Gleitstreifen: $30^\circ/60^\circ$ NE) und bei Punkt 525 b mit $100^\circ/70^\circ S$ (Gleitstreifen: $0^\circ/80^\circ S$, Abb. 21) eingemessen werden. Aber auch nach W bis NW gerichtete Schubflächen sind, wie aus D 83 und D 84 zu entnehmen ist, vorhanden, so bei Punkt 500 mit $170^\circ/60^\circ E$ (Gleitstreifen: $72^\circ/58^\circ NE$).

Unter den Bruchstörungen dieses Teilgebietes dominieren wieder $\pm$ NW - SE streichende, diesmal allerdings meist steil nach SW einfallende und $\pm$ E - W streichende, steil nach W einfallende Abschiebungen. Aus ersteren geht eindeutig hervor, daß die Parnass-Giona-Kalke nach W zum

Flysch des Mornostales hin abgeschoben sind. Aufschlüsse dieser Art konnten bei Punkt 500 (D 81 und D 82), bei Punkt 525 (Abb. 21) und bei Punkt 511 (Abschiebungen bei $10^{\circ}/55^{\circ}\text{W}$, $0^{\circ}/80^{\circ}\text{W}$, $170^{\circ}/80^{\circ}\text{W}$ und $120^{\circ}/60^{\circ}\text{SW}$) gefunden werden. E - W streichende, steil nach N einfallende Abschiebungen lassen, wie in den E' Teilgebieten, auch die Pirgos-Kalke steil nach N abfallen (Abb. 22).

Die Pirgos-Kalke stellen einen in sich $\pm$ homogenen Kalkblock dar, der sich, ähnlich wie die benachbarten Kalkareale im E, in Antiklinalstellung befinden dürfte und dessen exponierte Lage zusätzlich postorogen durch entsprechend gelagerte Abschiebungen verstärkt worden ist. Somit setzt sich die bisher dargestellte Tektonik orogen wie postorogen konsequent nach W fort.

Welche Bedeutung für die Großtektonik den einzelnen Flyschzonen zukommt, die die bisher beschriebenen Parnass-Giona-Kalke durchziehen und umrahmen, werden die nun folgenden Kapitel zeigen.

6.12 Tektonik der Flyschzone auf der Alpe Diasselon

Die Flyschzone auf der Alpe Diasselon (dt. "Einsattelung") zwischen dem Tsimona-Tabouria-Kamm im E und dem Platowouna im W bildet einen $\pm$ N - S streichenden Teilbereich, der im Liegenden von Rotpeliten und im Hangenden von Konglomeraten aufgebaut wird. Wie schon angeführt, fehlen die Sandstein-Ton-Wechselagerungen auf der Alpe Diasselon nahezu vollständig (vgl. S. 55).

Die aus der Lage der ss-Flächen konstruierte Verteilung der Bss-Punkte in D 85 zeigt zwei große Maxima bei $1^{\circ}/04^{\circ}\text{N}$ ($= \text{Bss}_0$) und bei $27^{\circ}/10^{\circ}\text{SW}$ ($= \text{Bss}_1$). Der Durchstoßpunkt einer im Gelände eingemessenen B-Achse nimmt mit $10^{\circ}/12^{\circ}\text{SW}$ eine Mittelstellung zwischen beiden Maxima ein. Das kleinere Bss-Maximum bei $56^{\circ}/24^{\circ}\text{SW}$ kann als Bss_1' -Maximum ebenfalls P_1 zugeordnet werden.

Bezüglich der ss-Flächen lassen sich, wie aus D 86 hervorgeht, zwei Häufungen unterscheiden: Überwiegend treten halbsteil bis steil nach WNW bis NW und untergeordnet auch einige steil nach E einfallende Schichtflächen auf. Letztere konnten eigentlich nur unmittel-

bar an der W' Kalk-Flysch-Grenze eingemessen werden (Abb. 23).

Von geringerer Aussagekraft als in den kompetenten Kalken ist die Analyse der statistischen Verteilung der Kluftflächen innerhalb der inkompetenten Flyschserie. Dennoch können in den Kluftflächenpol-Einzel-diagrammen D 87 - 90 Gefügeelemente beider Beanspruchungspläne P_0 und P_1 identifiziert werden. Lediglich in D 89 waren keine klaren Zuordnungen zu P_1 zu erkennen.

Bezüglich P_0 kann festgestellt werden, daß das Hauptstreichen der b_0 -Achse wieder um die N - S-Richtung streut und sowohl flach nach N als auch nach S einfällt. Im synoptischen Diagramm D 91 nimmt die b_0 -Achse eine mittlere Lage bei $172^\circ/10^\circ\text{NW}$ ein. Von besonderer Bedeutung ist die Lage des bc_0 -Polfeldes, da hieraus auf die vorherrschende Vergenz geschlossen werden kann, insbesondere deshalb, da in D 86 die Konstruktion von Vergenzflächenpolen wegen zu geringer ss-Flächenpol-Maxima nicht möglich ist. In allen vier Kluftdiagrammen streichen die bc_0 -Flächen $\pm$ N - S bis NNW - SSE und fallen überwiegend steil nach E bis ENE ein. In D 87 und D 89 treten auch senkrecht oder steil nach W einfallende bc_0 -Flächen auf. Das Maximum bei $83^\circ/12^\circ\text{NE}$ in D 90, das sich in bc_0 -Lage befinden könnte, hat vermutlich, wie aus den Störungsflächenpol-Diagrammen D 93 und D 94 zu ersehen ist, bruchtektonische Ursachen. Die mittlere Lage der a_0 -Achse bei $78^\circ/12^\circ\text{SW}$, dokumentiert durch das bc_0 -Polfeld in D 91, deutet somit auf WSW-Vergenz hin.

Ähnlich klar sind die entsprechenden Gefügeelemente in P_1 ausgeprägt. Mit einer Lage bei $37^\circ/35^\circ\text{SW}$ in D 87, bei $36^\circ/14^\circ\text{SW}$ in D 88 und bei $23^\circ/13^\circ\text{NE}$ in D 90 entspricht das ac_1 -Flächenpol-Maximum dem Bss_1 -Maximum in D 85 bzw. nimmt es eine Mittelstellung zwischen dem Bss_1 -Maximum und dem Bss_1' -Maximum ein. Insbesondere durch die ac_1' -Häufung in D 88 bei $44^\circ/12^\circ\text{NE}$ wird die Lage des Bss_1' -Maximums in D 85 unterstrichen. Für die b_1 -Achse ergibt sich somit, wie aus D 92 hervorgeht,

eine mittlere Lage, die um $40^{\circ}/15^{\circ}\text{SW}$ schwankt. Auch die NW-Vergenz des P_1 -Planes wird wieder bestätigt durch das bc_1 -Polfeld in D 92 bei $115^{\circ}/35^{\circ}\text{NW}$. bc_1 -Flächen sind insbesondere in D 88 ($135^{\circ}/30^{\circ}\text{NW}$) und D 90 ($134^{\circ}/40^{\circ}\text{NW}$) relativ gut ausgebildet. In D 87 kommt es allerdings zu Überlagerungen zwischen dem bc_0 - und dem bc_1 -Maximum, so daß hier die Bildung eines gemeinsamen Maximums in einer mittleren Lage bei $106^{\circ}/02^{\circ}\text{NW}$ zustande kam.

Vergleicht man die beiden synoptischen Diagramme D 91 und D 92 miteinander, so ergeben sich auffallende Ähnlichkeiten, nur daß sie wieder um ca. 40° bis 50° gegeneinander verdreht zu sein scheinen. Auch bei einem Vergleich mit den synoptischen Diagrammen der benachbarten Teilgebiete ergeben sich große Übereinstimmungen, so daß sich die Flyschzone der Alpe Diasselon in struktureller Hinsicht problemlos zwischen die E' und W' Teilgebiete einfügen läßt.

Zur weiteren Untersuchung der Tektonik dieses Flyschbereiches, insbesondere der Art seiner Grenzen zu den umgebenden Kalken, ist die Analyse der eingemessenen Störungsflächen von wesentlicher Bedeutung. Die Pole dieser Störungsflächen sind in den Störungsflächenpol-Diagrammen D 93 und D 94 eingetragen. Eindeutig $\pm N - S$ streichende Störungsflächen dominieren und entsprechen der N - S-Erstreckung der Flyschzone. Die dargestellten Schubstörungen sind nahezu ausnahmslos nach W gerichtet, so daß insbesondere eine Zuordnung zu P_0 möglich ist, wie aus D 93 hervorgeht. Solche nach W gerichtete Einengungsflächen konnten vor allem im N-Teil dieser Flyschzone, und zwar an ihrer E-Grenze eingemessen werden, wo die sich anschließenden pelagischen Oberkreide-Kalke die Rotpelite von E her an Überschiebungen ($138^{\circ}/30^{\circ}\text{NE}$, $130^{\circ}/25^{\circ}\text{NE}$, $135^{\circ}/30^{\circ}\text{NE}$) und vor allem an steileren Aufschiebungen ($50^{\circ}/52^{\circ}\text{SE}$, $20^{\circ}/84^{\circ}\text{SE}$) überfahren haben. Diese erfolgten Einengungsbewegungen sind Ausdruck einer starken orogenen Beanspruchung in diesem Raum, die auch eine Aufsteilung und mögliche Überkipfung der überpreßten Rotpelite zur Folge gehabt haben dürfte, wie die steilen, $\pm NNE -$

SSW streichenden ss-Flächen in D 86 dokumentieren. Neben diesen Einengungsflächen an der N' E-Grenze dieser Flyschzone treten jedoch weiter S' nur noch steile nach W einfallende Abschiebungen auf, wie entsprechend gelagerte Störungsflächenpole in D 93 und D 94 zeigen, deren Abschiebungsbeträge allerdings relativ gering sein dürften, da an ihnen die Rotpelite an die nur wenig älteren pelagischen Oberkreide-Kalke im E grenzen. Wie aus der Kartierung hervorgeht, klingen diese Abschiebungen im Streichen z.T. aus, so daß im Mittelabschnitt dieser Kalk-Flysch-Grenze ein normal sedimentärer Übergang von den flach nach W einfallenden pelagischen Kalken im E zu den ebenso gelagerten Rotpeliten im W gegeben ist. Hieraus läßt sich schlußfolgern, daß der Flysch der Alpe Diasselon relativ zu den E' angrenzenden, sich in Antiklinalstellung befindenden Kalken Synklinalstellung besitzt.

An der W' Kalk-Flysch-Grenze dieses Teilbereiches dagegen grenzen die den Rotpeliten hier normal auflagernden Flyschkonglomerate an die wesentlich älteren oberjurassisch-unterkretazischen Kalke des Platowouna, wozu große Bewegungsbeträge erforderlich gewesen sein müssen, um diese beiden stratigraphisch so unterschiedlichen Niveaus in $\pm$ gleiche, benachbarte Lage zu bringen. Auf Grund der gegebenen Verhältnisse bieten sich hierzu zwei Möglichkeiten an: zum einen große nach E einfallende Abschiebungen und zum anderen nach W einfallende, also E gerichtete Auf- und Überschiebungen.

Höhere Kenntnisse hierüber vermitteln die Aufschlüsse entlang dieser Grenze. So konnten bei Geländepunkt 241 an der Kalk-Flysch-Grenze Störungen mit $21^{\circ} - 30^{\circ}/54^{\circ} - 73^{\circ}\text{SE}$ eingemessen werden, so daß es sich hier also um nach E einfallende Abschiebungen handelt. Dies wird bestätigt durch die Tektonik bei Punkt 279, wo ebenfalls Abschiebungen festgestellt werden konnten, deren mittlere Lage bei $20^{\circ} - 25^{\circ}/80^{\circ} - 85^{\circ}\text{SE}$ lokalisiert werden konnte. Eindeutigen Abschiebungscharakter demonstriert die in Abb. 23 dargestellte Einzelstruktur. Gerade diese Struktur zeigt, daß der Flysch der Alpe Diasselon, ähnlich wie an seinem E-Rand, auch an seiner W-Seite,

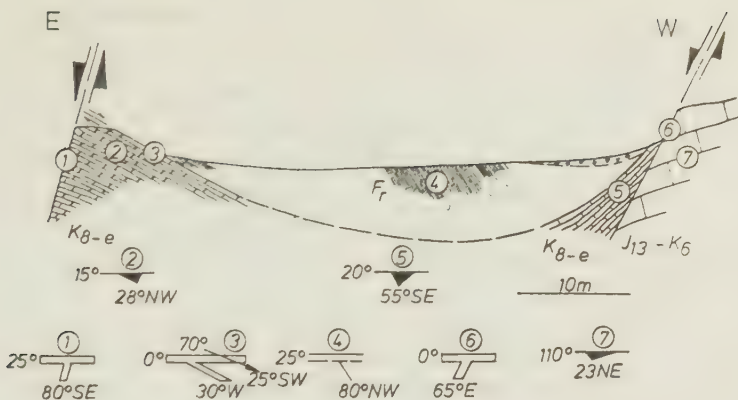


Abb. 23: Kleine zwischen den großen Abschiebungen am Platowouna-E-Rand hängengebliebene Scholle aus Rotpeliten und pelagischen Oberkreide-Kalken (Geländepunkt 280, vgl. Tafel VIII, Abb. 3).

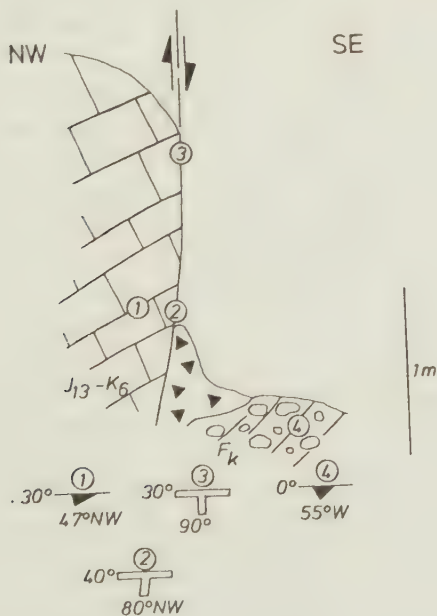


Abb. 24: Steile Rückschubstörung, an der die Tithon-Cenoman-Kalke am Platowouna-E-Rand den Konglomeraten der Alpe Diasselon aufgeschoben sind (Geländepunkt 253).

dort nur in viel größerem Ausmaße, gegen die angrenzenden Parnass-Giona-Kalke abgeschoben ist.

Dies wird jedoch nicht im gesamten Verlauf dieser Grenze bestätigt. Lokal nehmen nämlich die Störungsflächen an dieser tektonischen Grenze eine immer steilere Lage ein und fallen schließlich senkrecht und auch steil nach W bis NW ein. Dies geht besonders deutlich aus Abb. 24 hervor. Der Charakter dieser komplizierten Kalk-Flysch-Grenze wird auch demonstriert durch die Störungsflächenpol-Diagramme D 93 und D 94 und durch D 42 und D 43. In D 93 und D 94 sind vor allem steil bis mittelsteil nach SE einfallende Abschiebungen dargestellt, die zum großen Teil an dieser Kalk-Flysch-Grenze eingemessen worden sind und sich in bc_0 - bis bc_1 -Lage befinden. Ähnlich gelagerte Abschiebungsflächen sind auch in großer Zahl am E-Rand der Platowouna-Kalke vortreten, wie D 42 und D 43 zeigen (vgl. S. 92). Daneben ist aber noch eine große Zahl senkrecht einfallender Störungen dargestellt, an denen in der Regel der E-Teil gegen den W-Teil abgesunken ist. Wie weiter aus D 42 und D 43 hervorgeht, kippen diese Störungsflächen sozusagen über und fallen steil nach W ein. Hierbei handelt es sich möglicherweise auch um nachträglich rotierte Abschiebungen. Sie könnten in dieser Lage dem übergeordneten P_0 -Plan aber auch als steile, nach E gerichtete Rückschubstörungen zugeordnet werden, an denen die Platowouna-Kalke gegen den Flysch der Alpe Diasselon aufgeschoben sind. Als Rückschubstörungen dürften sie nicht erst postorogen, sondern bereits synorogen angelegt worden sein. Sie wirkten dann während der Orogenese zwar der allgemein vorherrschenden W-Vergenz entgegen, entsprachen aber der allgemeinen Einengung dadurch, indem an ihnen die Platowouna-Kalke zwar nicht nach W, dafür aber nach oben der allgemeinen Beanspruchung ausweichen konnten. Gleichzeitig könnte es sich dann bei den Abschiebungen an der Platowouna-E-Seite, die sich in $\pm$ gleicher Lage befinden wie die Rückschubstörungen, um ebenfalls synorogen angelegte Untervorschiebungen, wie sie bereits im Zusammenhang mit den N - S streichenden Abschiebungen des gleichen Typs in

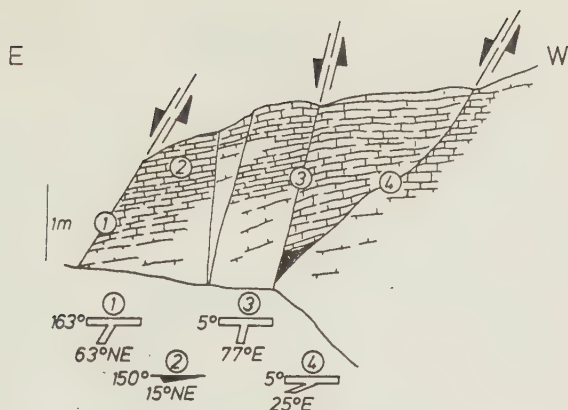


Abb. 25: Abschiebungen in den pelagischen Flaserkalken am E-Rand der $\pm$ N - S streichenden, den Flysch der Alpe Diasselon durchspießenden Oberkreide-Kalke (Geländepunkt 441).

den E' Teilgebieten beschrieben worden ist (vgl. Kap. 6.7), handeln.

Ähnlich strukturiert wie der Platowouna-E-Rand ist auch die E-Grenze des kleinen, aus Oberkreide-Kalken aufgebauten Kalkzuges, der von S her in den Flysch der Alpe Diasselon vorspringt. Diese Kalke gehen an ihrem N' W-Rand ungestört in die umgebenden Rotpelite über (Tafel VI. Abb. 7) und grenzen an ihrem S' W-Rand mit kleineren Abschiebungen, ähnlich wie am E-Rand der Alpe Diasselon, gegen den Flysch. Am E-Rand **dieser** Kalke treten dagegen wieder Abschiebungen mit großen Abschiebungsbeträgen auf, denn bei Punkt 442 sind Flysch-Konglomerate im E gegen die pelagischen Kalke im W abgeschoben. In Abb. 25 wird der Abschiebungscharakter dieser Grenze besonders deutlich. Mögliche Rückschubstörungen konnten jedoch nicht festgestellt werden.

Die E-Grenze der S' Pyramida-Kalke sowie die S-Grenze der Platowouna zum Flysch der Alpe Diasselon weisen einen ähnlichen Charakter auf. Wie bei Punkt 280 in Abb. 23 sind auch an diesen Kalk-Flysch-Gren-

zen isolierte Schollen aus pelagischen Oberkreide-Kalken oder Rotpeliten, wie etwa bei den Punkten 402 und 413, bei der Absenkung hängengeblieben.

Zusammenfassend kann zur tektonischen Stellung des Alpe Diasselon-Flysches gesagt werden, daß er sich zu den umgebenden Kalken in Synklinalstellung befindet. Dies geht aus der Art der E-Grenze hervor, wo z.T. ein normal sedimentärer Übergang zu den E' anschließenden pelagischen Oberkreide-Kalken stattfindet. Auch an der W-Grenze der Alpe Diasselon läßt sich aus der Existenz steiler bis mittelsteiler Störungsflächen, bei denen es sich eventuell um orogen angelegte Untervorschiebungen bzw. Rückschubstörungen handelt, Synklinalstellung ableiten. Postorogen ist diese Synklinalstellung zusätzlich durch Abschiebungen, die vermutlich die orogen angelegten Flächen benutzt haben und die allesamt zum Flysch hin einfallen, im Sinne einer konkordanten Bruchtektonik noch verstärkt worden. Daß es sich beim Flysch der Alpe Diasselon nicht um ein tektonisches Fenster und somit möglicherweise um von Parnass-Giona-Kalken deckenartig überfahrenen Pindos-Flysch handeln kann, geht zusätzlich aus der Flysch-Entwicklung auf der Alpe Diasselon mit Rotpeliten und Konglomeraten hervor.

6.13 Tektonik der Flyschzone in der Vathya Lakka

Die Flyschserie in der Vathya Lakka (dt. "tiefe Schlucht") wird zum Überwiegenden Teil aus Konglomeraten und Wechsellagerungen aufgebaut, nur im äußersten, NE' Fortsatz konnte auch ein kleines Rotpelitvorkommen auskartiert werden. Begrenzt wird der Flysch dieses Teilbereiches von den Platowouna-Kalken im E, von den Pyramida-Kalken im S und W und von den Wotsikas-Stamata-Kalken im N (vgl. Tafel IX, Abb. 3). Mit zu diesem Teilgebiet werden die drei kleineren im Kalk isolierten Flyschvorkommen gerechnet, die zwischen der Vathya Lakka und dem Stamata auskartiert werden konnten (Tafel IX, Abb. 3, Tafel X, Abb. 1 und 3).

Auf Grund der relativ schlechten Aufschlußverhältnisse infolge oft mächtiger Kalkschutt-Überdeckung und

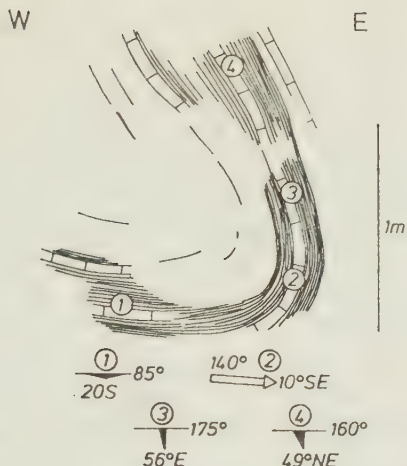


Abb. 26: W vergente, Überkippte Mulde in den Flysch-Wechselagerungen der Vathya Lakka (Geländepunkt 60).

starker Verwitterung der Flyschkonglomerate konnten in diesem Teilbereich nicht so viele Einzeldaten gesammelt werden. Die durchgeführten Messungen sind in D 95 und D 96 dargestellt.

Aus der Verteilung der ss-Flächenpole in D 95 ergeben sich zwei Bss-Häufungen mit einem absoluten Maximum bei $152^{\circ}/13^{\circ}\text{SE}$ ($= \text{Bss}_0$) und einem relativen Maximum bei $38^{\circ}/43^{\circ}\text{NE}$ ($= \text{Bss}_1$). Das Bss_0 -Maximum wird zusätzlich kontrolliert durch eine B_0 -Achse bei $140^{\circ}/10^{\circ}\text{SE}$ (Abb. 26). Es handelt sich um eine WSW vergente Überkippte Mulde, die den Faltenbau der in der Vathya Lakka anstehenden Flyschschichten widerspiegeln dürfte. Daß SW- bis NW-Vergenzen vorherrschen, geht auch aus entsprechend gerichteten Schubflächen in D 96 hervor.

Von besonderer Bedeutung für die tektonische Stellung des Vathya Lakka-Flysches ist die Art der Grenzen zu den umgebenden Kalken. Am besten kann sie im S geklärt werden, wo eindeutig die Pyramida-Kalke den Flysch-Konglomeraten aufliegen, wie die Abb. 27 und 28 zeigen. In beiden Abbildungen fällt die Überschiebungsbahn überwiegend nach SE bis SW ein, was auch aus den z.T. abtau-

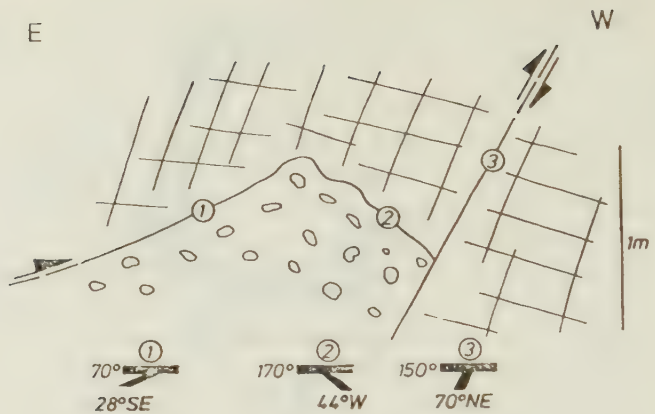


Abb. 27: Durch eine Aufschiebung (3) versetzte Überschiebungsbahn der Pyramida-Kalke über Flysch-Konglomerate der Vathy Lakka (Geländepunkt 44).

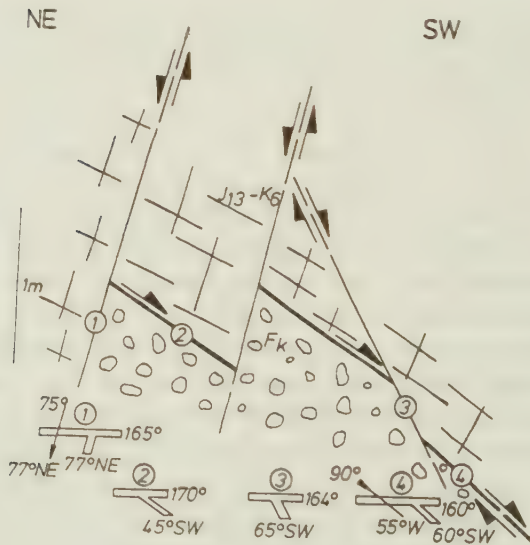


Abb. 28: Durch Abschiebungen (1, 3) versetzte, nach SW abtauchende Überschiebungsbahn der Pyramida-Kalke über Flysch-Konglomerate der Vathy Lakka (Geländepunkt 51).

chenden Schubstörungen in D 96 hervorgeht. Die Pole dieser Schubstörungen liegen $\pm$ auf der β_{ss_0} -Großkreiszone und gehören somit P_0 an. Daß es sich bei den mittelsteil nach SW einfallenden Schubflächen um abtauchende Überschiebungsbahnen handelt, geht aus den Harnischen hervor, die zeigen, daß die Bewegung vornehmlich von E bis NE her erfolgt ist. Unmittelbar unterhalb der Überschiebungsflächen sind die Gerölle in den Flysch-Konglomeraten infolge der enormen tektonischen Beanspruchung stark zerbrochen und deformiert. Zusätzlich ist die Überschiebungsbahn noch an steilen Auf- und Abschiebungen versetzt (Abb. 27 und 28).

Schwieriger ist es, die Art der übrigen Kalk-Flysch-Grenzen in diesem Teilgebiet zu rekonstruieren, da diese an problematischen Abschnitten größtenteils von Kalkschutt bedeckt sind. Es sprechen jedoch etliche Argumente dafür, daß dem Vathya Lakka-Flysch auch im W und N die angrenzenden Parnass-Giona-Kalke aufliegen:

- Die Kalk-Flysch-Grenzen verlaufen nicht geradlinig, wie dies bei Abschiebungen an diesen Grenzen meist der Fall wäre, sondern der unregelmäßige Verlauf ist vielmehr ein Indiz dafür, daß die Kalke dem Flysch $\pm$ flach aufliegen (Tafel IX, Abb. 3).
- Die Grenzen werden von einigen Kalkschollen begleitet, die als isolierte Reste eindeutig dem Flysch aufliegen (z. B. bei Punkt 106). An den W-Rändern dieser Kalkschollen konnten immer wieder nach W bis NW gerichtete Schubflächen eingemessen werden ($30^\circ - 40^\circ/25^\circ - 35^\circ\text{SE}$, $170^\circ/45^\circ\text{E}$).
- Mehrere 100 m NW' des Vathya Lakka-Flysches konnten drei kleine, innerhalb des Wotsikas-Stamata-Kalkareals isolierte Flyschvorkommen (Konglomerate) auskartiert werden. Leider sind deren Grenzen allseitig von Kalkschutt überdeckt, es ist jedoch sehr unwahrscheinlich, daß so kleine Flyschfetzen nahezu kreisrund, mehrere 100 m in die Tithon-Cenoman-Kalke eingebrochen sind oder eingefaltet worden sind. Abschiebungen, die zu diesen kleinen Flyschvorkommen hin einfallen, konnten im Gelände nicht gefunden werden. Somit ist die Annahme entschieden plausibler, daß es

sich hierbei um kleine tektonische Flysch-Fenster handelt.

Ein spezielles Problem liegt am E-Rand einer im Flysch nahezu isolierten Kalkscholle bei Punkt 66 vor (Abb. 29). Hier treten an der Kalk-Flysch-Grenze Störungsflächen auf, die zum Flysch hin einfallen und somit scheinbar Abschiebungscharakter besitzen. Jedoch ist anzunehmen, daß es sich hierbei nicht um eine Abschiebung, sondern um eine Internverschuppung der Überschiebungsbahn handelt, wie es ähnlich bei Punkt 44 (Abb. 27) im Aufschluß beobachtet werden konnte. Diese Annahme wird noch dadurch bestätigt, daß die Pyramida-Kalke insgesamt mit ihrem Flysch-Unterlager $\pm$ gegen W auf Parnass-Giona-Kalke aufgeschoben sind ($150^{\circ}/55^{\circ}\text{NE}$, Gleitstreifen $50^{\circ}/60^{\circ}\text{NE}$). Zusätzlich sind die W' Pyramida-Kalke und deren Flysch-Unterlager an steil nach W einfallenden Abschiebungen abgesenkt worden. Das Flysch-Unterlager dieser Kalke tritt dann erst wieder im Lazostal zutage. Einen Überblick über den tektonischen Bau der Vathya Lakka geben die schematischen Zeichnungen in Abb. 30.

Stark verwittert und mit Kalkschutt überdeckt ist die E-Grenze der Vathya Lakka zu den Platowouna-Kalken. Hier konnten allerdings Überwiegend steil $\pm$ nach E einfallende Abschiebungen eingemessen werden, deren Lage um $0^{\circ} - 15^{\circ}/70^{\circ} - 75^{\circ}\text{E} - \text{SE}$ schwankt. An ihnen sind die Platowouna-Kalke offensichtlich sowohl gegen den Flysch der Vathya Lakka wie auch weiter S' gegen die Pyramida-Kalke postorogen abgeschoben. Hieraus läßt sich schlußfolgern, daß die Platowouna-Kalke als E-Fortsetzung der Pyramida-Antiklinale ebenso wie diese, zumindest an ihrer W-Seite, dem Flysch auflagern (Abb. 30 b). Dies geht auch aus der Anlage steiler Schubstörungen hervor, an denen die Platowouna-Kalke an ihrem NW-Rand auf die Wotsikas-Kalke aufgeschoben sind ($33^{\circ}/80^{\circ}\text{SE}$, $15^{\circ}/67^{\circ}\text{SE}$, $39^{\circ}/90^{\circ}$).

Somit stellt der Flysch der Vathya Lakka ein tektonisches Fenster innerhalb der Parnass-Giona-Kalke dar, wie es schon RENZ (1914, 1955) vermutet hat. Auf der

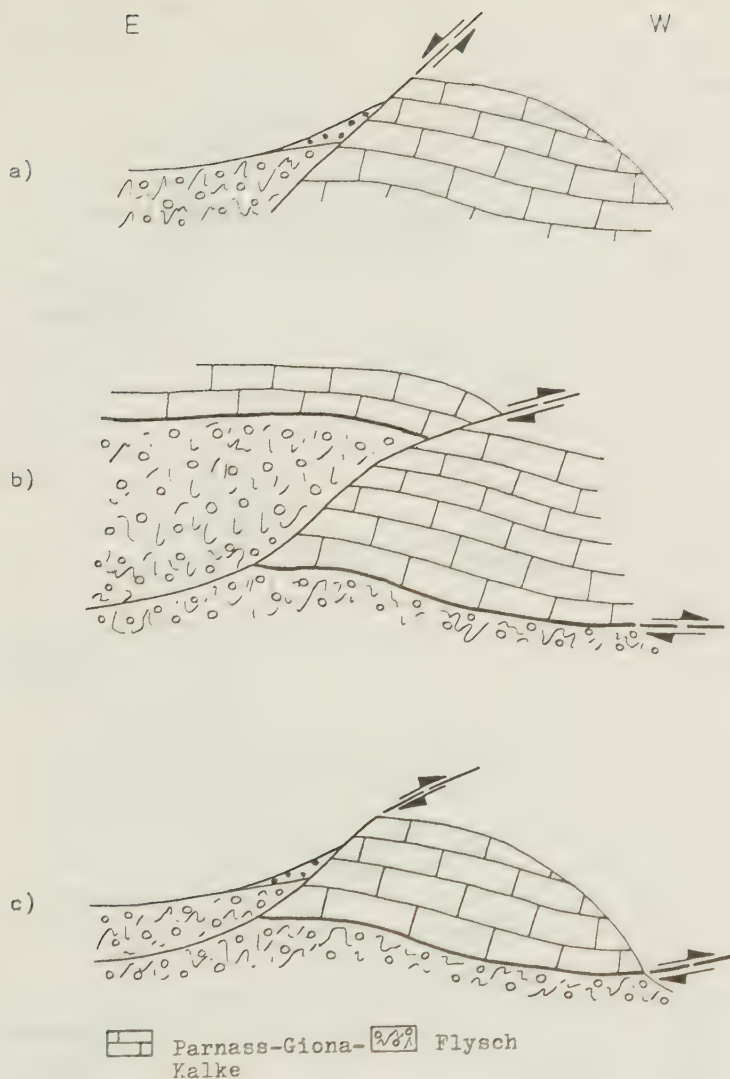


Abb. 29: E-Rand einer im Flysch isolierten Kalkscholle, zum einen gedeutet als Abschiebung (a) und zum anderen gedeutet als Internverschuppung der Kalk-Flysch-Überschiebungsbahn (b: vor der Abtragung, c: nach der Abtragung; Geländepunkt 66).

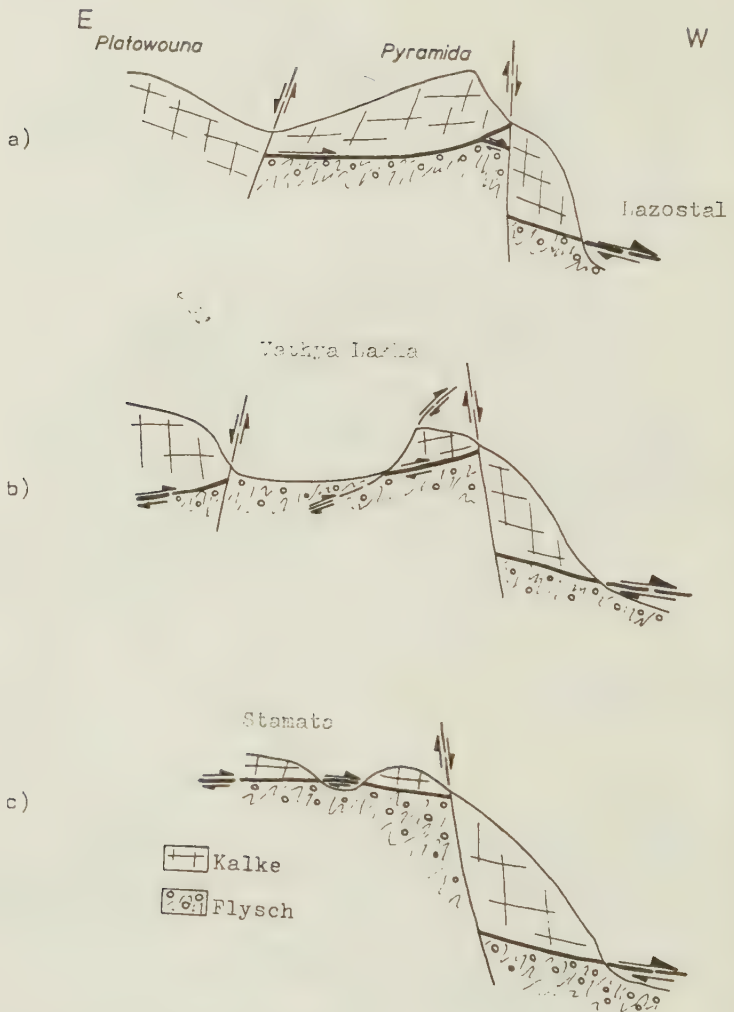


Abb. 30: Schematische E - W streichende Profile durch die Vathya Lakka von S nach N (von a nach c).

Osteite ist die Überschiebungsbahn der Platowouna-Kalke auf den Vathya Lakka-Flysch zusätzlich durch steil E fallende Abschiebungen überprägt. Auf die Kalk-Flysch-Grenze des zuletzt genannten Typs wird im nächsten Kapitel näher eingegangen.

6.14 Tektonik der Flyschzone im Lazostal

Die Flyschzone im Lazostal liegt zwischen den Stamat- und Pyramida-Kalken im E und SE und den Pírgos- und Xerowouni-Kalken im W. Morphologisch bildet dieser Flyschbereich eine tiefe $\pm$ N - S streichende Einsenkung zwischen den genannten Kalkmassiven (Tafel IX, Abb. 3). Infolgedessen ist ein Großteil dieses Teilbereiches von gewaltigen Schuttmassen bedeckt, die z.T. als quartär verbackene Schuttbrekzie auskartiert wurden (Anlage 1).

Aufgebaut wird der Flysch dieser Zone ganz im N von Rotpeliten, in denen vereinzelt pelagische Oberkreide-Kalke auftauchen, und in den übrigen Teilen von Wechselagerungen und Konglomeraten. Die Rotpelite im N bei Punkt 476 stellen die W'sten Vorkommen dieser Art im Arbeitsgebiet dar.

Erwartungsgemäß wird die N - S-Richtung dieser Flyschzone bestätigt durch das Gss-Flächen-Diagramm D 97, in dem zwei unmittelbar benachbarte Häufungen zu erkennen sind, wobei das absolute Maximum bei $177^{\circ}/25^{\circ}$ NW als Gss₀-Maximum dem P₀-Plan und das relative Maximum bei $19^{\circ}/25^{\circ}$ NE als Gss₁-Maximum dem P₁-Plan zugeordnet werden kann. Beide Richtungen werden kontrolliert durch entsprechende B-Achsenwerte, so durch B₀ bei $170^{\circ}/20^{\circ}$ N und durch B₁ bei $30^{\circ}/45^{\circ}$ SW und $39^{\circ}/23^{\circ}$ SW. Die beiden letzten Werte zeigen gegensinniges Einfallen zu dem entsprechenden Gss₁-Maximum. Die B₀-Achse entstammt einer Einzelstruktur, bei der es sich, wie Abb. 31 zeigt, um einen scheinbar $\pm$ E vergenten, also rückvergenten Sattel handelt. Wie aus der Korngrößenanordnung ("graded bedding") in den dickeren Sandsteinbänken dieser Isoklinalstruktur hervorgeht, zeigt jedoch nicht der E- sondern der W-Flügel Überkippte Lagerung, so daß auf eine W vergente, nach W abtauchende Mulde geschlossen werden muß. Eine P₁ angehörende Struktur konnte bei Punkt 23 beobachtet werden (Abb. 32). Ihr entstammt der eine der beiden oben angegebenen B₁-Achsenwerte. Da diese Struktur durch eine jüngere Abschiebung abgeschnitten ist und Teile von ihr geschleppt worden sind, kann die Frage nach der Vergenz nicht ein-

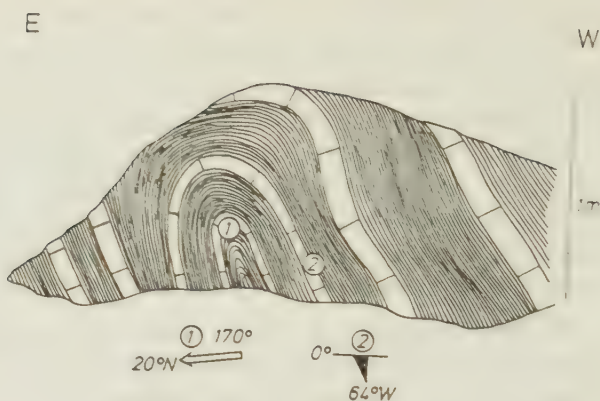


Abb. 31: Isoklinale, W vergente Tauchmulde in den Wechsellagerungen des Lazostales (Geländepunkt 29).

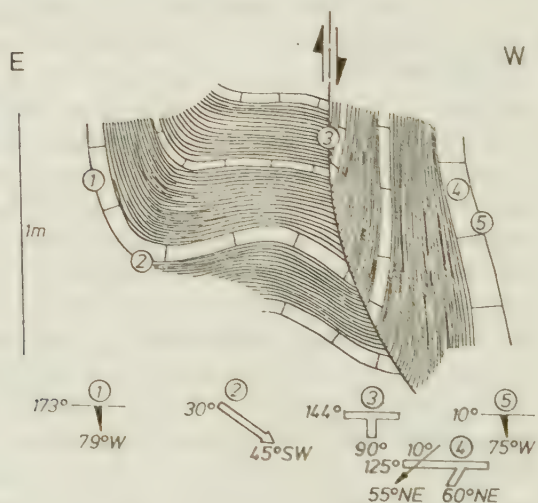


Abb. 32: Faltenstruktur, die an einer jüngeren Abschiebung abgeschnitten ist (Flysch-Wechsellagerungen des Lazostales, Geländepunkt 23).

deutig beantwortet werden, es scheinen sich aber doch W-Vergenzen anzudeuten. Diese werden auch durch eine andere Einzelstruktur bestätigt, die ebenfalls bei Punkt 23 aufgenommen wurde (Abb. 33). Hier finden zudem abtauchende Strukturen ihre Bestätigung durch flach nach W einfallende Schubflächen, deren Bewegungssinn aus der Schichtenschleppung und aus den kleineren, steilen Aufschiebungen hervorgeht.

Übergeordnete W-Vergenz läßt sich aus dem ss-Flächenpol-Diagramm D 98 ableiten, in dem sich auf den β_{ss} -Großkreiszonen aus den zugehörigen ss-Flächenpol-Maxima entsprechende Vergenzflächenpole konstruieren lassen mit V_0 bei $73^\circ/30^\circ SW$ und V_1 bei $98^\circ/21^\circ W$. Beide Pole deuten unmittelbar auf W- bis SW-Vergenz hin. Auffallend ist wieder die SW-Vergenz von P_0 , die sich ja schon in den W' Pyramida-Kalken und undeutlich auch in den Pirgos-Kalken ankündigt. Bei den ss-Flächen selbst herrschen, wie D 98 zeigt, vor allem steil nach W mit ca. $68^\circ - 76^\circ$ einfallende Lagerungen neben mittelsteil nach NE mit ca. $27^\circ - 31^\circ$ einfallende ss-Flächen vor.

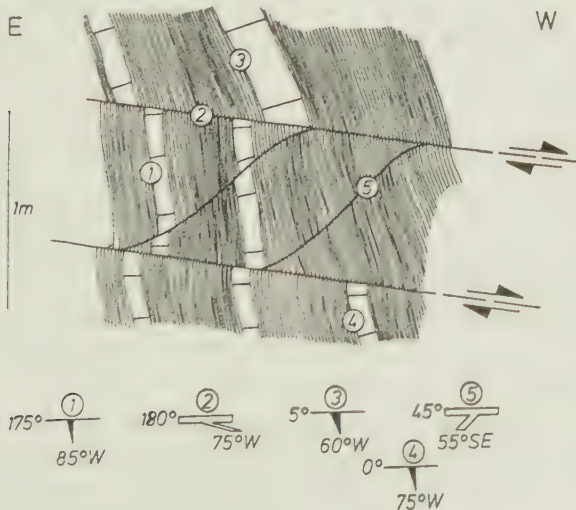


Abb. 33: SW bis NW vergente, z.T. abtauchende Schubflächen in den Flysch-Wechselagerungen (Geländepunkt 23).

Die in D 97 ausgebildeten β_{ss} -Maxima werden im wesentlichen bestätigt durch entsprechende αc -Maxima in den Kluftflächenpol-Einzeldiagrammen. In allen drei Diagrammen streicht die b_0 -Achse $\pm N - S$ und fällt in den beiden S' Diagrammen D 99 und D 100 mit ca. $13^\circ - 24^\circ$ flach nach N und im N' Diagramm D 101 flach mit ca. 12° nach S ein. In D 99 und D 101 sind klar zu identifizierende bc_0 -Maxima bei $60^\circ/55^\circ SW$ bzw. $113^\circ/55^\circ NW$ zu erkennen, während in D 100 zwei Kluftflächenpolmaxima der αc_0 -Großkreiszone angehören. Ob es sich bei $88^\circ/12^\circ W$ tatsächlich um das bc_0 -Maximum und bei $103^\circ/33^\circ SE$ möglicherweise um eine bruchtektonisch angelegte Richtung, wie eventuell aus D 104 und D 105 hervorgeht, handelt, kann nur vermutet werden.

In allen drei Kluftflächenpol-Einzeldiagrammen ist auch P_1 ausgebildet, dessen b_1 -Achsen $\pm NE - SW$ streichen und flach mit ca. $10^\circ - 20^\circ$ nach SW einfallen. Die Lage der bc_0 - wie der bc_1 -Häufungen deutet auf die schon durch entsprechende Vergenzflächenpole rekonstruierten SW- bis NW-Vergenzen hin.

Die synoptischen Diagramme D 102 und D 103 zeigen das schon gewohnte Bild mit αc_0 bei $4^\circ/10^\circ N$, αc_1 bei $43^\circ/08^\circ SW$, mit bc_0 bei $87^\circ/43^\circ W$ und bc_1 bei $142^\circ/40^\circ NW$. Das ab_0 -Polfeld schwankt um $108^\circ/48^\circ E$ und das ab_1 -Polfeld um $125^\circ/50^\circ SE$.

Wie aus D 104 hervorgeht, herrschen Einengungsflächen vor, die sich P_0 zuordnen lassen und die zum einen als SW vergente Schubstörungen und zum anderen als wohl NE vergente Schubstörungen flach bis mittelsteil einfallen. Daß es sich bei letzteren z.T. auch um W gerichtete, abtauchende Einengungsflächen handeln kann, geht aus ebensolchen Flächen in Abb. 33 und aus ähnlichen Strukturen aus der Vathya Lakka hervor.

Von großer Bedeutung für die Tektonik dieser Flyschzone ist die Art der tektonischen Grenzen zu den sie umgebenden Kalken. Grundsätzlich sind hier, wie schon S. 26 ausgeführt, zwei Deutungen möglich, wobei die eine die Lazos-Flyschzone als grabenartig eingebrochene Parnass-Giona-Flyschscholle oder als Parnass-Giona-Flysch-

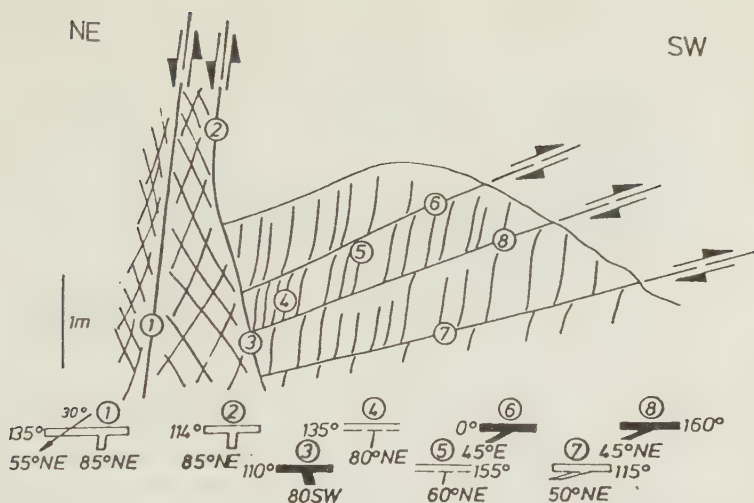


Abb. 34: Orogene, nach W gerichtete Schubstrukturen am W-Rand der Stamata-Kalke, die von steilen, überwiegend nach NE einfallenden Abschiebungen abgeschnitten werden (Geländepunkt 473).

mulde und die andere den Lazos-Flysch als tektonisches Pindos-Fenster betrachtet.

Zunächst soll auf die Tektonik der E' Kalk-Flysch-Grenze eingegangen werden. Bei Geländepunkt 473 konnte anhand der Kleinstrukturen die Art dieser Grenze, zumindest im N-Teil des Lazostales weitgehend rekonstruiert werden. Direkt am W-Rand der Stamata-Kalke konnte eine Mischstruktur aufgenommen werden (Abb. 34), in der flache bis mittelsteile, W gerichtete Schubflächen von steil nach E - NE einfallenden Bruchstrukturen abgeschnitten werden. An diesen Brüchen sind die Kalke nach E abgeschoben. In unmittelbarer Nähe zu dieser Kleinstruktur konnten, ebenfalls am W-Rand der Stamata-Kalke, noch weitere Abschiebungen eingemessen werden, deren Lage um $117^{\circ} - 120^{\circ}/85^{\circ}\text{NE}$ schwankt. Es kann angenommen werden, daß die dem Flysch aufliegenden Stamata-Kalke und mit ihnen das Flyschunterlager an ebensolchen Abschiebungen nach E relativ zum Lazos-Flysch im W abgesunken sind.

Unmittelbar N' von Punkt 473 weicht die Kalk-Flysch-Grenze nach E zurück, die Stamata-Kalke setzen wieder an steil nach NE einfallenden Abschiebungen ($120^{\circ}/75^{\circ}$ NE, Gleitstreifen: $135^{\circ}/50^{\circ}$ NW) ein. An diesen Abschiebungen grenzen Tithon-Cenoman-Kalke im NE an pelagische Oberkreide-Kalke im SW. Letztere ragen in $\pm$ normal sedimentärem Kontakt aus den Rotpeliten der N' Lazos-Flyschzone und müssen somit als sicherlich autochthon angesehen werden.

Entschieden besser kann die Art der E' Kalk-Flysch-Grenze S' von Punkt 473 bei Punkt 538 beobachtet werden. Hier liegen die Kalke dem Flysch des Lazostales eindeutig auf, wobei eine ca. 10 m mächtige Zerrüttungszone zwischengeschaltet ist, in der Kalkblöcke und Konglomeratgerölle, sowie Wechsellagerungen intensiv miteinander vermenget sind, so daß in diesem Zusammenhang von einer Überschiebungsbrekzie gesprochen werden kann (Tafel X, Abb. 2). Überschiebungen der Kalke im E und SE werden indirekt auch dadurch bestätigt, daß in den Pyramida-Kalken bei Punkt 531 zahlreiche nach SW gerichtete Schubflächen, deren Lage um $130^{\circ} - 150^{\circ}/45^{\circ} - 50^{\circ}$ NE schwankt, eingemessen werden konnten. Die Lage der Gleitstreifen auf diesen Flächen bei $15^{\circ} - 30^{\circ}/40^{\circ}$ NE zeigt deutlich, daß die Bewegung gegen SW gerichtet war. Daneben treten Rückaufschiebungen auf, die um $130^{\circ} - 150^{\circ}/40^{\circ} - 45^{\circ}$ SW schwanken. Außerdem weisen zahlreiche Funde von Überschiebungsbrekzien in den Schutthalden, die die Kalkränder begleiten, auf eine Überfahung des Lazos-Flysches durch Parnass-Giona-Kalke hin.

Zusammenfassend kann für die E' Kalk-Flysch-Grenze dieses Teilbereiches gesagt werden, daß auch hier die Parnass-Giona-Kalke der tertiären Flyschserie tektonisch auflagern, allerdings ist diese Grenze im N' Teil durch jüngere, steil nach E bis NE einfallende Brüche, an denen die Kalke im E und mit ihnen der sie unterlagernde Flysch gegen den Lazos-Flysch im W abgeschoben sind, überprägt (Abb. 35). Kleine neritische Oberkreide-Kalkschollen mit Rudistenresten bilden einen weiteren Beweis dafür, daß der Lazos-Flysch einstmals von Parnass-Giona-Kalken überlagert war. Diese kleinen Kalkschollen



Abb. 35: Schematisches Profil durch das Lazostal: der Flysch in Fensterhorst-Stellung.

liegen im N dieses Teilbereiches völlig isoliert im Flysch und werden an ihrer W-Seite von nach SW gerichteten Schubflächen ($150^{\circ}/40^{\circ}\text{NE}$, $152^{\circ}/43^{\circ}\text{NE}$, $90^{\circ}/55^{\circ}\text{N}$, Gleitstreifen: $60^{\circ}/30^{\circ}\text{NE}$) und auf ihrer E-Seite von steil nach NW einfallenden Abschiebungen ($26^{\circ}/67^{\circ}\text{NW}$, $25^{\circ}/65^{\circ}\text{NW}$) begrenzt. Hieraus ergibt sich die in Abb. 35 dargestellte Struktur einer auf ihrer E-Seite in den Flysch eingebrochenen Deckscholle.

Ähnlich schlecht aufgeschlossen wie der E' ist der W' Kalk-Flysch-Kontakt dieses Teilbereiches. Hier wurde die Kalk-Flysch-Grenze nirgends direkt im Aufschluß beobachtet, sondern mußte anhand der Strukturen, die an den steilen Kalkrändern aufgenommen wurden, rekonstruiert werden. Die eigentliche Grenze war überall von Kalkschutt bedeckt. Vor allem im N-Abschnitt dieser Grenze wurden entlang den Pirgos-Kalken ausschließlich $\pm$ mittelsteil bis steil nach W bis NW einfallende Abschiebungen festgestellt, deren Lage um $175^{\circ} - 35^{\circ}/47^{\circ} - 85^{\circ}\text{W} - \text{NW}$ schwankt. So sind wahrscheinlich auch die Pirgos-Kalke, ähnlich wie die Stamata-Kalke im E, an den oben zitierten Brüchen relativ zum Lazos-Flysch nach W abgesunken (Abb. 35). Etwas besser kann die Art dieses Kalk-Flysch-Kontaktes in seinem S' Abschnitt beurteilt werden. Hier konnten im Kalkschutt wieder Überschiebungsbrekzien gefunden werden, ein Hinweis darauf, daß im Untergrund Überschiebungen der Kalke über den

Flysch vorliegen. Eine indirekte Bestätigung hierfür und für die steil nach W bis NW einfallenden Abschiebungen zum Pírgos hin, ist in Tafel X: Abb. 5 gegeben. In dieser Abbildung sind die Kalkränder, die eigentliche Kalk-Flysch-Grenze ist durch Schutt überdeckt, durch steil nach W einfallende Abschiebungen ($170^{\circ}/80^{\circ}W$) versetzt. Es liegt der Schluß nahe, daß auch hier die Übershobenen Kalke an diesen jungen postorogenen Brüchen abgeschoben sind und mit ihnen ähnlich wie unterhalb der Pyramida (Abb. 28) die relativ flache, möglicherweise nach W abtauchende Überschiebungsbahn abgesenkt worden ist. Eine dieser Abschiebungen bildet schließlich auch den aus dem N-Abschnitt der Lazos-Flyschzone beschriebenen Abschluß der Pírgos-Kalke gegen E. Aber auch nach W zu sind diese $\pm$ N - S streichenden Abschiebungen verantwortlich für die Abtrennung der Lazos-Flyschzone vom Flysch des Mornostales durch eine relativ breite Kalkbarriere, die an ebensolchen Abschiebungen in den unterlagernden Flysch eingebrochen ist und die die Pyramida-Kalke im S mit den Pírgos-Kalken im N brückenartig verbindet. In diese Kalkbarriere hat sich der Lazos als tiefe, schmale Schlucht eingeschnitten.

Somit stellt dieses Teilgebiet wieder eine Mischstruktur aus orogenen und postorogenen Elementen dar. Der Flysch des Lazostales ist demnach ein tektonisches Fenster, das insbesondere in seinem N-Abschnitt an Brüchen, die zu den E' bzw. W' sich anschließenden Kalken hin einfallen, zusätzlich horstartig herausgehoben worden ist. Diese komplexe Mischstruktur könnte deshalb mit der Bezeichnung "Fensterhorst" beschrieben werden.

6.15 Tektonik der Mornos-Flyschzone

Der Flyschbereich W' der Parnass-Giona-Kalke am E-Hand des Mornostales ist zum allergrößten Teil von Schuttmassen bedeckt, die lokal mächtige, quartär verbackene, $\pm$ N - S streichende Barrieren aus Kalkschuttbrekzien aufbauen, die rezent herausgewittert sind und aus der Ferne den Anschein von hohen anstehenden Kalksteinfelsen haben (Tafel XI, Abb. 1). Daß diese Schuttfächer von Flysch unterlagert werden, geht aus zwei Tat-

sachen hervor: Zum einen können im Schutt isolierte Flyschbereiche anstehend gefunden werden, und zum anderen wurden von den Hirten innerhalb dieser Schuttmassen kleinere, aber tiefe Ziehbrunnen angelegt. Letztere sind ein Beweis dafür, daß das Unterlager dieser Schuttmassen ein Wasserstauer sein muß, wofür, regional gesehen, nur Flysch in Frage kommen kann. Zusammen mit dem Flysch des Mornostales wird hier auch noch ein kleines, im Parnass-Giona-Kalk isoliertes, $\pm$ N - S streichendes Flyschvorkommen W' des Pírgos beschrieben, das wie der Flysch des gesamten Teilbereiches vorwiegend aus mächtigen Wechsellagerungen und graublauen bis -braunen Peliten aufgebaut wird. Letztere stehen vor allem am Fahrweg von Stromi nach Sikea unmittelbar W' des N' Xerowouni an (Geländepunkt 518).

Eine relativ eindeutige Verteilung zeigt das Bss-Flächen-Diagramm D 106, hier ist ein absolutes Maximum bei $1^{\circ}/24^{\circ}$ S (= Bss₁) und ein relatives Maximum $151^{\circ}/30^{\circ}$ NW (= Bss₀) entwickelt. Beide Maxima werden durch entsprechende B-Achsen bestätigt, wobei die B₁-Achsen nicht wie das Bss₁-Maximum nach S, sondern flach nach NE einfallen und ihre allgemeine Lage um $25^{\circ}/10^{\circ}$ NE pendelt. Eine ähnliche Verteilung zeigt das Bss-Flächen-Diagramm D 108, das aus dem eingangs erwähnten Flyschvorkommen zwischen dem Pírgos-Gipfel im E und den Kalken der Kanalia (dt. "Kanäle") im W stammt. In D 108 kann das absolute Maximum bei $167^{\circ}/34^{\circ}$ NW als Bss₀-Maximum dem P₀-Plan und das relative Maximum bei $18^{\circ}/23^{\circ}$ NE als Bss₁-Maximum dem P₁-Plan zugeordnet werden.

Die Lagerungsverhältnisse in diesem Teilbereich gehen aus D 107 hervor. Demnach fällt der Großteil der ss-Flächen mit ca. 57° nach W und NW ein, was aus den beiden ss-Flächenpol-Maxima bei $81^{\circ}/33^{\circ}$ E und bei $116^{\circ}/33^{\circ}$ SE zu ersehen ist. Daneben sind auch mittelsteil E fallende ss-Flächen vertreten.

Wie bereits aus der Zahl der in D 106 eingetragenen B-Achsenwerte hervorgeht, konnten in den inkompetenten Flyschserien bedeutend mehr Faltenstrukturen eingemes-

sen werden, als etwa in den Teilbereichen, die aus kompetenten Kalken aufgebaut werden. Die B-Achsen dieses Teilbereiches lassen sich durchwegs P_0 und P_1 zuordnen (D 106). Lediglich eine bei Punkt 528 b SE' oberhalb Sikea beobachtete Struktur weicht hiervon ab (D 109), indem deren Achse die Position $117^\circ/17^\circ\text{NW}$ hat und das entsprechende β_{ss} -Maximum um $122^\circ/08^\circ\text{NW}$ schwankt, wie aus der Lage des Vergenzflächenpols bei $80^\circ/83^\circ\text{W}$ hervorgeht, handelt es sich um eine nahezu liegende, SW vergente Faltenstruktur. Diese bestätigt das, was sich schon bei der Analyse der W' Pyramida-Kalke abgezeichnet hat, nämlich daß zum SW-Rand des Arbeitsgebietes hin die Hauptachsenrichtung zunehmend aus der N - S-Richtung mit W-Vergenz in eine NW - SE-Richtung mit SW-Vergenz umbiegt. Somit ist die in D 109 dargestellte Einzelstruktur dem Hauptbeanspruchungsplan P_0 zuzuordnen.

Einzelstrukturen, die sich problemlos dem Beanspruchungsplan P_0 zuordnen lassen, sind in D 110 und D 111 dargestellt (vgl. Abb. 36). Wie aus der Lage der Vergenzflächenpole nahe dem Nullpunkt hervorgeht, handelt es sich in beiden Diagrammen um $\pm$ liegende Falten. In D 110 ist ein WSW vergenter, fast isoklinaler Spitzsattel dargestellt, dessen normal liegender Flügel bei $156^\circ/29^\circ\text{SW}$ und dessen Überkippter Flügel bei $162^\circ/31^\circ\text{NE}$ eingemessen werden konnten. Die zugehörige B-Achse hat eine Lage bei $160^\circ/20^\circ\text{NW}$. Die in D 111 dargestellte Struktur entspricht der in Abb. 36 abgebildeten Falte. Auch hier herrscht wieder eindeutig WSW-Vergenz vor und der Vergenzflächenpol bei $105^\circ/84^\circ\text{SE}$ weist auf den schwach nach W abtauchenden Charakter dieser Struktur hin.

Eine gewisse Mittelstellung zwischen den Beanspruchungsplänen P_0 und P_1 nimmt die in D 112 und in Abb. 37 dargestellte Einzelstruktur ein. In ihr sind Elemente beider Beanspruchungspläne enthalten, was aus einer allgemeinen B_0 -Achsenlage bei $164^\circ/10^\circ\text{NW}$ und einem β_{ss1} -Maximum bei $4^\circ/05^\circ\text{S}$ hervorgeht. Bei dieser Kleinstruktur handelt es sich um einen schiefen bis liegenden, $\pm$ NW - SW vergenten Sattel. Die Vergenz-

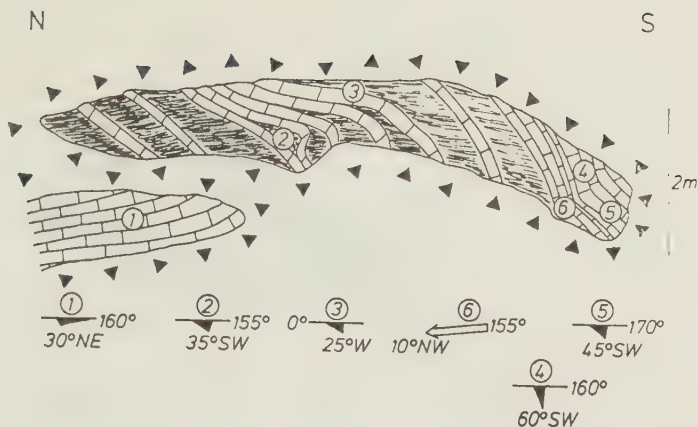


Abb. 36: Liegende bis abtauchende Faltenstruktur in den Flysch-Wechselagerungen (Geländepunkt 515 c, vgl. D 111).

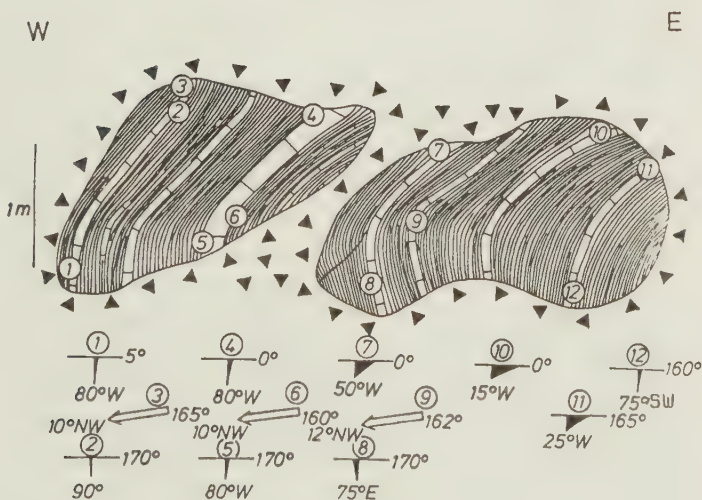


Abb. 37: Schiefer bis liegender, W vergenter Sattel in den Flysch-Wechselagerungen (Geländepunkt 515 a, vgl. D 112).

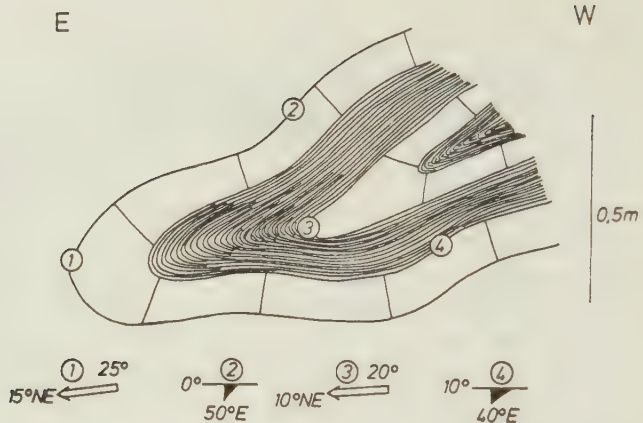


Abb. 38: Überkippte, nahezu isoklinale, W - NW vergente Mulde in den Flysch-Wechselagerungen (Geländepunkt S23, vgl. D 113).

flächenpole in D 112 liegen bei $44^{\circ}/60^{\circ}\text{SW}$ (V_0) und bei $102^{\circ}/48^{\circ}\text{NW}$ (V_1). Eine Kleinstruktur, die fast ausschließlich P_1 angehört, ist in D 113 und in Abb. 38 dargestellt. Wie die Untersuchung des Sedimentgefüges bestätigt, handelt es sich auch hier um eine Überkippte, nahezu isoklinale, W - NW vergente Mulde (V_1 bei $96^{\circ}/40^{\circ}\text{W}$), deren B-Achse die Lage $15^{\circ} - 20^{\circ}/09^{\circ} - 13^{\circ}\text{NE}$ hat. Das β_{ss_1} -Maximum schwankt um $19^{\circ}/23^{\circ}\text{NE}$. Durch die β_{ss} -Häufung bei $160^{\circ}/23^{\circ}\text{SE}$ könnte sich auch ein zu P_0 gehörendes Element andeuten. Alle Kleinstrukturen dieses Teilgebietes sind ausnahmslos SW bis NW vergent und haben überkippten bis liegenden, z.T. auch abtauchenden Charakter, wenn sie P_0 angehören, und liegen meist als überkippte Strukturen vor, wenn sie P_1 angehören. Jedoch nicht zu klären ist, ob P_0 und P_1 gleichaltrig oder verschiedenaltrig sind.

Weitere Aufschlüsse über den tektonischen Bau dieses Teilbereiches vermitteln die Kluftflächenpol-Einzeldiagramme D 114 - 116. Eine gute Übereinstimmung bezüglich der Lage der ac-Flächenpole mit den entsprechenden β_{ss} -Maxima in D 108 zeigt D 114, das ebenfalls in dem iso-

lierten Flyschvorkommen aufgenommen wurde. Entsprechend β_{ss_0} bei $167^\circ/34^\circ\text{NW}$ und β_{ss_1} bei $18^\circ/23^\circ\text{NE}$ sind in D 114 ein ac_0 -Maximum bei $165^\circ/29^\circ\text{NW}$ und ein ac_1 -Maximum bei $19^\circ/22^\circ\text{NE}$ entwickelt. Schwieriger ist es mit der Zuordnung von bc -Flächen. Möglicherweise handelt es sich bei dem Kluftflächenpol-Maximum bei $91^\circ/11^\circ\text{E}$ in D 114, das P_0 als bc_0 -Maximum zugeordnet worden ist, wiederum um eine Überlagerung zwischen bc_0 - und bc_1 -Flächenpolen. Fraglich ist die Zuordnung des Maximums bei $150^\circ/23^\circ\text{SE}$, das steil NW fallende ac_0 -Flächen zeigen könnte. Eine eindeutige Analyse ist in D 115 möglich, wo die beiden Maxima bei $162^\circ/15^\circ\text{NW}$ und bei $60^\circ/32^\circ\text{SW}$ dem Beanspruchungsplan P_0 als ac_0 - bzw. als bc_0 -Maximum zugeordnet werden können. Sowohl Elemente von P_0 wie von P_1 sind in D 116 entwickelt. Die ac_0 -Flächenpole haben ihr Maximum bei $177^\circ/23^\circ\text{NW}$, die ac_1 -Flächenpole bei $19^\circ/20^\circ\text{NE}$ und stimmen somit in ihrer Lage annähernd gut mit den entsprechenden β_{ss} -Maxima in D 106 überein. Das bc_0 -Maximum liegt bei $56^\circ/25^\circ\text{SW}$, das bc_1 -Maximum bei $100^\circ/45^\circ\text{NW}$.

Die insgesamt relativ eindeutige Ausbildung der bisherigen Gefügeelemente dieses Teilbereiches findet ihren Niederschlag in den synoptischen Diagrammen in D 117 und D 118. Die b_0 -Achse schwankt um $161^\circ/08^\circ\text{NW}$, die a_0 -Achse um $65^\circ/15^\circ\text{SW}$ (SW-Vergenz!) und die c_0 -Achse um $135^\circ/62^\circ\text{SE}$. Die b_1 -Achse liegt bei etwa $16^\circ/0^\circ$, die a_1 -Achse bei $108^\circ/47^\circ\text{NW}$ (NW-Vergenz!) und die c_0 -Achse bei $125^\circ/42^\circ\text{SE}$.

Aufschluß über die in diesem Teilbereich eingemessenen Bewegungsflächen geben die Störungsflächenpol-Diagramme D 119 bzw. D 120. Auffallend sind vor allem NW - N gerichtete Schubflächen, die sich in keinen der beiden Bewegungspläne integrieren lassen, die aber eindeutig die Existenz $\pm$ NW - SE bis N - S streichender Einengungsvektoren dokumentieren. An Bruchflächen herrschen steil bis mittelsteil nach W - N einfallende Abschiebungen vor.

Von besonderer Bedeutung für die Tektonik dieses Teilbereiches ist die Art der Kalk-Flysch-Grenze zu den

E' sich anschließenden Parnass-Giona-Kalken. Eine normal sedimentäre Kalk-Flysch-Grenze ist von vornherein ausgeschlossen, da mit Tithon-Cenoman-Kalken an den Steilrändern und tertiären Flysch-Wechsellagerungen im Mornostal die Voraussetzungen hierfür fehlen. Theoretisch sind nur steile nach W einfallende Abschiebungen, an denen der Flysch relativ zu den Kalken eingebrochen ist, oder W gerichtete, deckenartige Schubflächen, an denen die Kalke parautochthon bis allochthon auf den Flysch überschoben worden sind, möglich. Auf Grund der bisherigen Erkenntnisse im Vathya Lakka und im Lazostal gewinnt die letztere der beiden Vorstellungen erheblich an Wahrscheinlichkeit, wobei jedoch nicht die junge Bruchtektonik vergessen werden soll, die schon im Lazostal und in den anderen Teilbereichen orogene Strukturen überprägt hat.

Daß die Parnass-Giona-Kalke an ihrem W-Rand tatsächlich dem Flysch auflagern, kann aus vier Beobachtungen geschlossen werden:

- aus dem kurvenreichen Verlauf dieser Kalk-Flysch-Grenze (Abschiebungen bilden meist geradlinig verlaufende Grenzen),
- die Kalk-Flysch-Grenze bildet einen wasserreichen Quellhorizont; dies ist nur dann möglich, wenn der Flysch die Kalke als wasserundurchlässige Schicht unterlagert,
- bei Geländepunkt 521 ist die Kalk-Flysch-Grenze direkt aufgeschlossen und Kalke lagern dem Flysch auf,
- am W-Rand des in den Parnass-Giona-Kalken isolierten Flyschvorkommens, zwischen Pirgos im E und Kanalia im W, liegen zwei kleinere Kalkschollen dem Flysch auf.

Ein ähnliches Bild wie in Tafel X: Abb. 5 zeigt auch die Kalk-Flysch-Grenze in Tafel X: Abb. 6 (Geländepunkt 521). Hier wie da liegen Kalke dem Flysch auf, wobei die Überschiebungsbahn an steil nach W bis NW einfallenden Abschiebungen nachträglich verstellt worden ist. Die Lage der Schubflächen schwankt um 30° - $120^{\circ}/20^{\circ}$ - 80° SE - SW, die Lage der Abschiebungen um 0° - $110^{\circ}/75^{\circ}$ - 85° W - N. Also auch hier an der W'sten Kalk-Flysch-Grenze setzt sich der bisher beschriebene tektonische

Bau fort: Orogen angelegte, $\pm$ W gerichtete Überschiebungsbahnen, an denen die Parnass-Giona-Kalke in parautochthone bis allochthone Stellung zum unterlagernden Flysch gelangt sind, sind durch jüngere, postorogen angelegte Abschiebungsflächen nach W hin abgesenkt und in sich verkippt worden. Dieser Vorstellung paßt sich auch problemlos das schon mehrfach zitierte im Kalk isolierte Flyschvorkommen an. Eingefaßte Quellen an der E' Kalk-Flysch-Grenze dieses Vorkommens, welche insgesamt leider stark mit Kalkschutt überdeckt ist, sind ein wichtiges Indiz dafür, daß auch dieser Flysch die im E angrenzenden Kalke unterlagert (z. B. Geländepunkt 509). Die schon erwähnten, im Flysch isolierten und diesem eindeutig auflagernden Kalkschollen sind ein Beweis dafür. Nach W wird dieses Flyschvorkommen, ähnlich wie der Lazos-Flysch von den Pirgos-Kalken, an steil nach W einfallenden Abschiebungen ($10^{\circ}/55^{\circ}\text{W}$, $0^{\circ}/80^{\circ}\text{W}$, $170^{\circ}/85^{\circ}\text{W}$, $120^{\circ}/60^{\circ}\text{SW}$), an denen das Kalk-Auflager eingebrochen ist, abgeschnitten. Somit sind die parautochthone bis allochthonen Parnass-Giona-Kalke und mit ihnen das Flysch-Unterlager, welches durch die Erosion z.T. fensterartig freigelegt worden ist, bruchstufenartig postorogen zum Mornostal hin abgebrochen.

6.16 Tektonik der Flyschzone im N

Die Flyschzone im N ist ein Teil der Flyschdepression von Stromi-Kaloskopi und stellt im Arbeitsgebiet einen schmalen Flyschstreifen dar, der die Parnass-Giona-Kalke nach N hin ablöst. Während im E dieses Teilbereiches Rotpelite, Wechsellagerungen und Konglomerate anstehen, geht nach W der Anteil der Rotpelite immer mehr zurück und ist mit seinen W'sten Vorkommen im NW der Stamata-Kalke bei Punkt 476 aufgeschlossen. Die Rotpelite werden nach W zunehmend von graubraunen bis -blauen Peliten abgelöst, die dann im Mornostal, W' des N' Xerowouni-Gipfels, voll ausgebildet anstehen. Dieser allmähliche Faziesübergang könnte die Grenze zwischen Parnass-Giona-Flysch im E und Olonos-Pindos-Flysch im W dokumentieren.

Einen ersten Eindruck über die Verteilung der Achsenrichtungen in diesem Teilgebiet vermittelt das Gss-Flächen-Diagramm D 122. Neben einer NNW - SSE-Richtung, de-

ren Maxima bei $155^{\circ}/15^{\circ}\text{SE}$ und $164^{\circ}/10^{\circ}\text{NW}$ beide als Gss_0 -Maxima P_0 zugeordnet werden können, ist noch eine zweite, $\pm$ ENE - WSW streichende Richtung vertreten, deren Maximum bei $84^{\circ}/23^{\circ}\text{E}$ P_1 zugeordnet werden kann. Auffallend ist, daß die b_1 -Achse im N des Arbeitsgebietes mehr in die E - W-Richtung umschwenkt, während sie im S und W des Arbeitsgebietes mehr der N - S-Richtung, also dem Streichen der b_0 -Achse entspricht. So kann der Beanspruchungsplan P_2 , der im E' Teilgebiet, im N der Wraila-Kawalaria-Kalke, entwickelt wurde, als lokale Erscheinung des Beanspruchungsplanes P_1 angesehen werden. Das Gss_1 -Maximum in D 121 wird zusätzlich kontrolliert durch Schichtverbiegungen in den Wechsellagerungen bei Punkt 546, deren Struktur in D 123 dargestellt ist. Sowohl die Gss_1 -Maxima bei $36^{\circ}/44^{\circ}\text{NE}$, bei $82^{\circ}/63^{\circ}\text{E}$ und bei $86^{\circ}/23^{\circ}\text{E}$ als auch die B_1 -Achse bei $70^{\circ}/50^{\circ}\text{NE}$ unterstreichen die ENE - WSW-Richtung der b_1 -Achse, zeigen aber deutlich, daß deren Lage starken Schwankungen unterworfen ist. Diese können jedoch auf Verkippungen an kleineren Brüchen zurückgeführt werden, die ebenfalls bei Punkt 546 eingemessen werden konnten und in D 123 dargestellt sind.

Eine Übersicht der Lagerungsverhältnisse dieses Teilbereiches vermittelt D 122. Es wird deutlich, daß die ss-Flächen in diesem Bereich eine große Schwankungsbreite aufweisen, Überwiegend treten jedoch mittelsteil bis steil nach W und nach NE einfallende Schichtflächen auf. Aus der Verteilung der ss-Flächenpol-Maxima war es möglich, auf dem Gss_1 -Großkreis den Vergenzflächenpol V_1 zu konstruieren, der zwischen den beiden ss_1 -Flächenpol-Häufungen konstruiert werden mußte, da, wie die einzelnen dargestellten ss-Flächenpole demonstrieren, die N' ss_1 -Flächenpol-Häufung auf Überkippte ss-Flächen zurückgeführt werden muß. V_1 nimmt eine Lage bei $107^{\circ}/65^{\circ}\text{NW}$ ein. Rotiert man allerdings das Gss_1 -Maximum in D 121 auf dem entsprechenden Kleinkreis in die Horizontale, so würde V_1 entsprechend mitwandern und nach erfolgter Rotation eine Lage bei $0^{\circ}/82^{\circ}\text{N}$ aufweisen und für schiefe bis Überkippte Strukturen in P_1 eindeutig N-Vergenz demonstrieren.

Die Kluftverhältnisse dieses Teilbereiches sind in den Kluftflächenpol-Einzeldiagrammen D 124 - 126 dargestellt. In allen drei Diagrammen sind Gefügeelemente beider Beanspruchungspläne entwickelt. In D 124 und D 126 entsprechen sich hierbei ac_1 und bc_0 , allerdings sind in beiden Diagrammen eigene bc_1 - und ac_0 -Maxima ausgebildet, so daß P_0 und P_1 nicht ganz senkrecht aufeinander stehen. Wie aus den synoptischen Diagrammen D 128 und D 129 hervorgeht, liegt die b_0 -Achse bei $160^\circ/10^\circ NW$, a_0 bei $76^\circ/38^\circ NE$ und c_0 bei $67^\circ/54^\circ SW$, während die Achsen des Beanspruchungsplanes P_1 um $65^\circ/30^\circ NE (= b_1)$, um $155^\circ/35^\circ NW (= a_1)$ und um $130^\circ - 12^\circ/25^\circ - 52^\circ SE - SW (= c_1)$ schwanken. Problematisch ist die Frage nach der Vergenz in P_0 , insbesondere da das bc_0 -Polfeld auf Grund seiner Lage bei $76^\circ/38^\circ NE$ auf NE-Vergenz hindeuten würde. Dennoch werden die bisher in P_0 vorherrschenden W - SW-Vergenzen bestätigt durch Schubflächenpole in D 132, die in der ac_0 -Großkreiszone liegen und überwiegend nach W - SW gerichtet sind.

Daß die Flyschserie dieses Teilbereiches enormen orogenen Einengungsbewegungen ausgesetzt gewesen sein muß, geht aus der großen Zahl von Schubflächen hervor, deren Pole in D 132 bzw. D 133 eingetragen wurden. Wie aus ihrer relativen Lage zu der ac_0 -Großkreiszone in D 132 und zu der ac_1 -Großkreiszone in D 133 hervorgeht, gehören die SW gerichteten Auf- und Überschiebungen P_0 an, während überwiegend NW gerichtete Aufschiebungen P_1 zugeordnet werden müssen. Im E-Teil der Störungsflächenpol-Diagramme sind $\pm$ nach SW einfallende, SW vergente Tauchstrukturen eingetragen, die ebenfalls dem Beanspruchungsplan P_0 angehören dürften. Brüche konnten im Flysch dieses Teilbereiches nur vereinzelt eingemessen werden, sie fallen überwiegend steil nach NW und untergeordnet nach NE ein.

Die in D 132 bzw. D 133 dargestellte Anlage der Einengungsflächen in diesem Teilgebiet wird verständlicher bei der Untersuchung des tektonischen Hauptproblems dieses Teilbereiches: die Art der Grenze dieser Flyschzone im N zu den S' sich anschließenden Parnass-Gionakalken. Der W'ste Aufschluß dieser Kalk-Flysch-Grenze

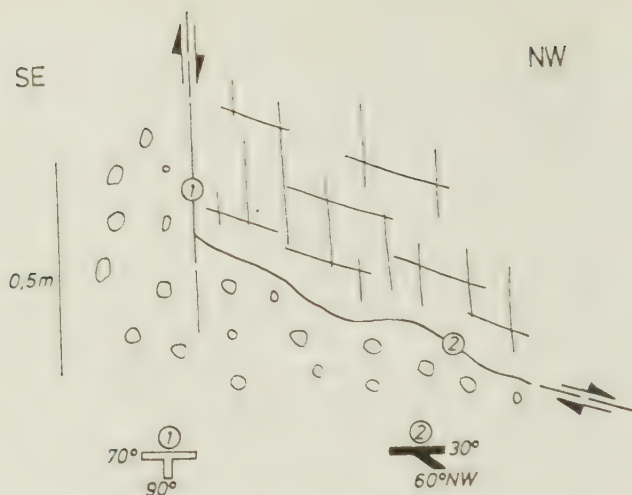


Abb. 39: Die nach NW abtauchende Überschiebungsbahn der Tithon-Cenoman-Kalke über den Flysch-Konglomeraten am SE-Rand des N' Xerowouni wird von einem jüngeren Bruch abgeschnitten (Geländepunkt 419).

liegt außerhalb des dargestellten Arbeitsgebietes, und zwar an einer kleinen Kalkscholle, die den Kalken des N' Xerowouni unmittelbar nach N vorgelagert ist und die gleiche Tektonik widerspiegeln dürfte. Diese Kalkscholle ist von der Straßenböschung des Fahrweges von Stromi nach Sikea angeschnitten und zeigt eindeutig, daß die Kalke an einer nach W abtauchenden Überschiebungsbahn ($10^{\circ}/45^{\circ}\text{W}$) dem Flysch aufliegen (Tafel XI, Abb. 2). Nur wenige hundert Meter weiter N' und NW' liegen bereits subpelagonische Deckschollen mit Kalken und Ophiolithen demselben Flysch auf (Tafel XI, Abb. 3). Eine ähnliche Tektonik wie am N-Rand des Xerowouni kann auch an seinem SE-Rand bei Punkt 419 beobachtet werden (Abb. 39). Auch hier liegen die Parnass-Giona-Kalke den Flysch-Konglomeraten eindeutig auf. Ähnlich wie bei Stromi besitzt die Überschiebungsbahn abtauchenden Charakter und ist zusätzlich an einem jungen, postorogenen Bruch nach N abgesunken. Hier stellt sich die Frage nach dem Zu-

sammenhang zwischen Pirgos-Kalken im S und den Xerowouni-Kalken im N, da der Grenzbereich zwischen den beiden Komplexen von einem breiten Kalkschuttstreifen überdeckt wird. Einige kleine Kalkschollen lassen jedoch vermuten, daß zwischen Pirgos-Kalken und Xerowouni-Kalken ursprünglich ein Verband bestanden hat. Es kann angenommen werden, daß die Xerowouni-Kalke an jungen, postorogenen Abschiebungen, von denen eine in Abb. 39 aufgeschlossen ist, bruchstufenartig, wie die Kalke im W zum Mornostal, nach N hin eingebrochen sind. Eine der oben zitierten Kalkschollen zwischen Pirgos-Kalken im S und Xerowouni-Kalken im N ist auf ihrer E-Seite bei Punkt 547, wo der Kalkschutt fehlt, eindeutig auf Flysch aufgelagert (Tafel X, Abb. 4).

Auch weiter E' bei Punkt 548 ist die Kalk-Flysch-Grenze direkt aufgeschlossen. Die Überschiebungsbahn hat ebenfalls abtauchenden Charakter und ist durch jüngere, postorogene Abschiebungen zerbrochen, die $\pm$ E - W und $\pm$ N - S streichen. Außerdem kann noch ein spezielles Problem an gleicher Stelle beobachtet werden (Tafel XI, Abb. 4). Hier sind die ac_0 -Klüfte (vgl. D 125) durch Bewegungen, die P_1 angehört haben dürften, verbogen worden, da ihre Verbiegungsachse mit $60^\circ/20^\circ$ SW eingemessen wurde und diese Lage der b_1 -Achse entspricht. Relativ zum Beanspruchungsplan P_1 befinden sich die ss-Flächen dieser Struktur in ac_1 -Stellung und die ac_0 -Klüfte, die wie ss_1 -Flächen bei der Bewegung in P_1 benutzt wurden, in bc_1 -Stellung. Die gestrichelte Linie in D 127 trennt die auf beiden Verbiegungsschenkeln eingemessenen Klüftflächen, so daß sich hieraus ein Vergenzflächenpol ableiten läßt, der mit einer Lage bei $113^\circ/60^\circ$ SE auf den abtauchenden Charakter dieser Struktur hinweist. Diese Struktur zeigt möglicherweise, daß erst Kräfte gewirkt haben, die P_1 zuzuordnen sind und die die Verbiegung dieser Klüftflächen hervorgerufen haben, nachdem die ss-Flächen durch Bewegungen, die P_0 angehört haben, verstellt worden waren. Somit waren hier die Kräfte, die P_1 angehören, entweder in der Spätphase oder nach dem Ausklingen der P_0 -Bewegungen wirksam.

Auch im E-Teil dieses Teilbereiches kann anhand einiger direkt aufgeschlossener Kalk-Flysch-Kontakte nachgewiesen werden, daß die Parnass-Giona-Kalke den tertiären Flyschschichten aufliegen, so z. B. bei kleineren Kalkkomplexen, die aus neritischen und pelagischen Oberkreide-Kalken aufgebaut sind und der zusammenhängenden Kalkmasse vorgelagert sind (Tafel XI, Abb. 5: Überschiebungsbahn bei $110^{\circ} - 140^{\circ}/30^{\circ} - 60^{\circ}\text{NE}$). Auch am N-Rand der Kawalaria bei Punkt 569 liegen die Kalke eindeutig den tertiären Rotpeliten auf (Tafel XI, Abb. 6). Die Lage der Überschiebungsbahn schwankt zwischen $50^{\circ}/80^{\circ}\text{SE}$ und $120^{\circ}/10^{\circ}\text{SW}$.

Der wohl bedeutendste Aufschluß an der N-Grenze der Parnass-Giona-Kalke zum N' anschließenden Flysch liegt im NE'sten Teil des Arbeitsgebietes, an der N-Grenze der Paliowouna-Kalke am Abzweig des Fahrweges zum Paliowouna. In besonders eindrucksvoller Weise ist der Kalk-Flysch-Kontakt mit tertiären Flysch-Rotpeliten im Untergrund und darüberliegenden neritischen Oberkreide-Kalken aufgeschlossen (Tafel XI, Abb. 7 und 8). In der unmittelbaren Kontaktzone in einer 20 - 30 cm mächtigen Mylonitzone treten grüne Flyschmergel auf, die im Zuge der fortschreitenden Überfahrung des Flysches durch die Kalke als Schmiermittel fungierten und vermutlich den grünen Basisschichten der Flysch-Rotpelite entstammen dürften (Tafel XI, Abb. 8).

Dargestellt ist die Tektonik dieses Aufschlusses in D 130 bzw. D 131. Die Hauptauf- bzw. -Überschiebungsbahn wurde mit $150^{\circ}/30^{\circ}\text{NE}$ (Gleitstreifen: $70^{\circ}/25^{\circ}\text{NE}$) und mit $130^{\circ}/50^{\circ}\text{SW}$ eingemessen. Die Überschiebungsbahn selbst ist noch durch weitere Schubflächen gestört, deren Lage um $130^{\circ}/40^{\circ}\text{NE}$ (Gleitstreifen: $90^{\circ}/25^{\circ}\text{E}$) und um $160^{\circ}/70^{\circ}\text{NE}$ (Gleitstreifen: $90^{\circ}/25^{\circ}\text{E}$) schwankt. Die in den Diagrammen dargestellte Lage der in den Rotpeliten eingemessenen Schleppfalten lassen eindeutig eine Zugehörigkeit zu P_1 erkennen, was auch aus der $\pm$ senkrechten Lage der Schleppfaltenachsen zur ac_1 -Großkreiszone hervorgeht. Die Einengungsflächen selbst können sowohl P_0 wie P_1 zugeordnet werden. Die

im NE' Quadranten in D 130 bzw. D 131 dargestellten mittelsteil nach WSW einfallenden Blattverschiebungen könnten ein Indiz dafür sein, daß die Stenoma-Kawalaria-Kalke im W relativ zu den Paliowouna-Kalken im E nach N bewegt worden sind.

Somit sind die Parnass-Giona-Kalke ähnlich wie an ihrer W-Grenze zum Mornostal auch an ihrer N-Seite auf den Flysch der Depression von Stromi-Kaloskopi auf- bzw. überschoben. Es hat den Anschein, als würden die flachen Überschiebungsbahnen, die nach W - NW gerichtet sind, im W' Abschnitt dieser Kalk-Flysch-Grenze Überwiegend abtauchenden Charakter haben und nach E hin eine immer steilere NE - SW fallende Lagerung annehmen. Möglicherweise ist E', außerhalb des Arbeitsgebietes ein Übergang von parautochthonen zu autochthonen Parnass-Giona-Kalken relativ zur N' anschließenden Flyschzone möglich. Wie im W die Überschiebungsbahnen durch steil nach W einfallende, postorogene Abschiebungen immer wieder versetzt und verstellt werden und bruchstufenartig zum Mornostal hin abbrechen, ist dies auch an der N-Grenze ähnlich. Große steil nach N einfallende Abschiebungen, wie z. B. zwischen Stenoma im S und Kawalaria im N haben auch hier die Kalke und mit ihnen den Flysch als Unterlager nach N hin abbrechen lassen, so daß bisher die N-Grenze immer nur mit Abschiebungen dargestellt worden ist, an denen der Flysch im N relativ zu den Parnass-Giona-Kalken im S abgesunken ist.

7 Ergebnisse

7.1 Stratigraphie

Das stratigraphische Spektrum im Arbeitsgebiet reicht von den Trümmerkalken des Kimmeridge bis zu den eozänen Konglomeraten. Bei den in sich stark zerbrochenen Trümmerkalken handelt es sich mikrofazial um sparitische Flachwasserkarbonate, in denen neben Algen-Ornkoiden lokal auch Boide und Pellets als Komponenten auftreten können. Über dem Kimmeridge folgt ein Bauxithorizont (b_2 -Horizont), der im Arbeitsgebiet nicht pisolithisches Gefüge, wie sonst in der Literatur angegeben, sondern körniges Gefüge besitzt. Der b_2 -Horizont besteht neben einem Hauptbauxithorizont noch aus mehreren geringmächtigen Bauxitlagen, zwischen denen sparitische Kalke eingeschaltet sind, die aufgearbeitete und erneut sedimentierte Kimmeridge-Kalke darstellen. Daneben treten Mikrite auf, für die Anteile an dünnen Schalenresten (Ostracoden) und Favreinen charakteristisch sind.

Über der obersten b_2 -Bauxitlage folgen die Tithon-Cenoman-Kalke, die mit einem Gastropoden-Mikrit einsetzen, der in einem intertidalen bis flachmarinen Milieu abgelagert worden ist. Eingeschaltet sind bioturbate Kalke, die auf Grund ihres Fenstergefüges ("Biruseyes", "Stromatactis") als Mikrite angesprochen werden müssen. Zum Hangenden hin verlieren sie allmählich ihren typischen Charakter, und zurück bleiben Mikrite, die z.T. als Mikrite reich an benthonischen Foraminiferen und Algen sind. Darüber folgen oolithische Passagen und wiederum dismikritische Kalke mit Fenstergefüge, über denen bei Punkt 378, erstmals im Bereich des Arbeitsgebietes, ein geringmächtiger, schwach sandiger $b_{2/3}$ -Horizont beobachtet werden konnte. Den Abschluß der Tithon-Cenoman-Kalke bilden die cenomanen Capriniden-Orbitolinen-Kalke, die vor allem am W-Hang des Pirgos in typischer Ausbildung anstehen. Dort sind örtlich Kalkkonglomerate als weiteres Indiz für geringe Wassertiefen zwischengeschaltet. Über diesen Kalken folgt der jüngste Bauxithorizont (b_3 -Horizont) mit oolithischem bis pisolithischem Gefüge.

Leicht diskordant liegen dem b_3 -Horizont wieder neritische, dunkle, bituminöse Kalke auf, die im Schliffbereich neben wenigen anderen Biogenen Milioliden als typisches Merkmal enthalten ("Milioliden-Mikrit") und die nach oben in Rudisten-Riffkalke übergehen können. Den Abschluß der neritischen Kalksedimentation in der Parnass-Giona-Zone bilden helle mikrobrekziöse, z.T. auch konglomeratistische Kalke mit Rudistentrümmern.

Darüber folgen pelagische Kalke, die reich an planktonischen Foraminiferen sind und in ihrem unteren Bereich aus hellen Plattenkalken, die z.T. Hornsteinlinsen enthalten, bestehen und zum Hangenden hin in flaserige, verschiedenfarbige Mergelkalke übergehen. Letztere bilden den Abschluß der Karbonatsedimentation innerhalb der Parnass-Giona-Zone. Die Kalk-Flysch-Grenze muß auf der Alpe Diasselon auf Grund von Globorotalien-Funden in den obersten Kalken ins Paleozän gestellt werden.

Daß es sich bei der Kalk-Flysch-Grenze auf der Alpe Diasselon um einen submarinen Erosionshorizont handelt, darauf deuten submarine Rinnen und serpulidenartige Röhrenstrukturen in den obersten Kalkschichten sowie Echiniden und kristalline Gerölle auf der Kalkoberfläche hin.

Die tertiäre Flyschabfolge setzt mit mergeligen, graugrünen Basisschichten ein, in denen erstmals sekundäre Verkieselungen beobachtet werden konnten (Alpe Diasselon). Die Flyschabfolge läßt sich normalerweise von unten nach oben in die Rotpelite, die rhythmischen Sandstein-Tonmergel-Wechselagerungen und die obereozänen Konglomerate untergliedern. Die Rotpelite auf der Alpe Diasselon, denen oft dünne, graugrüne, serpulidenreiche Mergellagen zwischengeschaltet sind, müssen auf Grund ihrer Globorotalienfauna ins obere Paleozän bis untere Eozän gestellt werden. Im Gegensatz zu den vermutlich schon präorogen angelegten Flyschdepressionen fehlen auf der Alpe Diasselon als wahrscheinlich (?) präorogenem Hochgebiet die intermediären Wechselagerungen nahezu vollständig. Hier

liegen den Rotpeliten direkt die Konglomerate auf, deren Gerölle aus der Parnass-Giona-Zone selbst und aus den E' Helleniden-Zonen stammen.

Nach W werden die Rotpelite immer seltener und von graublauen bis -braunen Peliten abgelöst. Dieser Übergang stellt einen möglichen Faziesübergang vom Parnass-Giona-Flysch im E zum Olonos-Pindos-Flysch im W dar. Eine genaue Abgrenzung dieser beiden Flyschbereiche war weder in stratigraphischer noch in tektonischer Hinsicht möglich.

Neben postorogen-quartären Talfüllungen und losen Kalkschuttmassen sind überaus mächtige, quartär verbackene Kalkschuttbrekzien zu nennen, die am E-Hang des Mornostales und im S' Lazostal z.T. relativ hoch aufragende, langgestreckte Kalkklippen bilden können, die sich ihrem Aussehen nach leicht mit dem Flysch auflagernden, allochthonen Kalk-Deckklippen verwechseln lassen.

7.2 Tektonik

Im Arbeitsgebiet lassen sich hinsichtlich ihres stratigraphischen und tektonischen Aufbaus vier Einheiten unterscheiden:

- 1) Die Kalke der Pyramida und des Platowouna werden nahezu ausschließlich aus Kimmeridge- und unteren Tithon-Cenoman-Kalken aufgebaut. In diesen Massiven dominieren NNW vergente Strukturen (Beanspruchungsplan P_1), deren B-Achsen $70^\circ - 80^\circ$ streichen. Pyramida und Platowouna bilden zusammen den NW-Flügel einer NW vergenten Antiklinalstruktur, deren SE-Flügel nur S' der Pyramida innerhalb des Arbeitsgebietes aufgeschlossen ist. Zusätzlich sind diese Kalke nach N bis NW auf den Flysch der Vathya Lakka auf- bzw. überschoben. Der W vergente Hauptbeanspruchungsplan (P_0) mit $\pm$ N - S streichenden B-Achsen ist hier nur untergeordnet ausgebildet und tritt lediglich am W-Rand der Pyramida-Kalke stärker in Erscheinung, wo allerdings lokal ein Umbiegen dieser sonst N - S streichenden B-Achsen in eine NW - SE-Richtung mit SW-Vergenz

beobachtet werden kann.

- 2) Die übrigen Kalkkomplexe sind überwiegend aus höheren Tithon-Cenoman-Kalken und oberkretazischen Kalken aufgebaut. Sie bilden meist orogen wenig bruchlos verformte, weitspannige, gewölbeartige Antiklinalstrukturen (schiefer bis aufrechter Faltenbau), z.T. mit nahezu umlaufendem Streichen der ss-Flächen. Es dominiert der W bzw. SW vergente Hauptbeanspruchungsplan P_0 mit N - S streichenden B-Achsen im E und NW - SE streichenden B-Achsen im W. Überdies ist, meist untergeordnet, der NW bzw. N vergente Beanspruchungsplan P_1 mit NE - SW streichenden B-Achsen, die lokal am N' Kalkrand in E - W-Richtung umbiegen können, ausgebildet. Im Zuge dieser beiden Beanspruchungssysteme sind die Kalke zum einen nach N und NW auf den Flysch der Depression von Stromi-Kaloskopi und zum anderen nach W auf den Flysch des Lazos- und des Mornostales auf- bzw. überschoben.
- 3) Der Flysch der Alpe Diasselon stellt faziell eine Sonderentwicklung dar und befindet sich relativ zu den umgebenden Parnass-Giona-Kalken in Synklijinalstellung.
- 4) Der Flysch der Vathya Lakka, des Lazostales, des Mornostales und der Depression von Stromi-Kaloskopi besteht überwiegend aus mächtigen, rhythmischen Wechsellagerungen und Konglomeraten. Die Rotpelite im E-Teil des Arbeitsgebietes gehen nach W allmählich in graue Pelite der (?) Olonos-Pindos-Zone über. Diesen Flyscharealen lagern z.T. die Parnass-Giona-Kalke parautochthon bis allochthon auf. An ihrem E' N-Rand sind die Kalke auf den Flysch an mittelsteilen bis steilen Schubflächen aufgeschoben, hier betrifft die Überlagerung des Parnass-Giona-Flysches durch die Kalke nur den Internbau der Parnass-Giona-Zone. An den NW' und W' Kalkrändern liegen die Parnass-Giona-Kalke dem Olonos-Pindos-Flysch an flachen Überschiebungsbahnen auf, welche z.T. nach W und NW abtauchen, was durch entsprechende Kleinstrukturen im Lazos- und im Mornostal bestätigt wird.

Die orogenen Großstrukturen des Arbeitsgebietes sind durch eine sehr aktive und morphologisch außerordentlich wirksame Bruchtektonik stark überprägt worden, was lokal zu sehr komplizierten Mischstrukturen geführt hat. Oft werden die orogen angelegten Antiklinal- und Synklinalstrukturen postorogen an Brüchen, die $\pm$ parallel zu den Faltenachsen streichen, herausgehoben bzw. abgesenkt, so daß in diesem Sinne von einer "konkordanten Bruchtektonik" gesprochen werden kann. Unter den Bruchstrukturen dominieren neben $\pm$ N - S streichenden Abschiebungen $\pm$ E - W streichende Brüche. Erstere fallen im E-Teil des Arbeitsgebietes vorwiegend nach E ein und bewirken einen allmählichen Abbruch der Giona-Kalke zur Flyschdepression von Amfissa-Gravia (außerhalb des Arbeitsgebietes). Ürtlich, wie z. B. am E-Rand des Platonwouna, gehen diese Abschiebungen in steil nach W einfallende Rückaufschiebungen über, so daß die Vermutung naheliegt, daß diese Abschiebungsflächen z.T. bereits orogen als Untervorschiebungen angelegt worden sind, an denen die Kalke im Zuge der orogenen Einengungsbewegungen in Hochstellung gelangt sind. Im W-Teil des Arbeitsgebietes brechen die Parnass-Giona-Kalke und mit ihnen das Flysch-Unterlager an ebenfalls N - S streichenden, aber steil W fallenden Abschiebungen ziemlich abrupt, staffelartig zum Mornostal hin ab. Unmittelbar E' solcher Abschiebungen tritt lokal der die Kalke unterlagernde Flysch als freigelegtes tektonische Fenster in Erscheinung. Das Flysch-Fenster im N' Lazostal wird ebenso wie das in der Vathya Lakka nicht nur an seinem W-Rand, sondern auch an seinem E-Rand von Abschiebungen, die zum umgebenden Kalkauflager einfallen, begrenzt. Nur auf Grund dieser Horststellung und der dadurch bedingten, verstärkten Erosion wurde der die Kalke unterlagernde Flysch in diesen Bereichen freigelegt und tritt nunmehr als tektonisches Fenster zutage. Diese komplizierte Mischstruktur aus orogener Überschiebungstektonik und postorogener Horstbildung mag in diesem Sinne als "Fensterhorst" bezeichnet werden.

Ähnlich wie die N - S streichenden Brüche sind auch die E - W streichenden Abschiebungen angelegt: An ihnen

brechen die Parnass-Giona-Kalke des Arbeitsgebietes im S nach S zur Rekaschlucht (S fallende Abschiebungen) und im N nach N zur Flyschdepression von Stromi-Kaloskopi (N fallende Abschiebungen) hin ab. Da aber die Parnass-Giona-Kalke an ihrem N-Rand auch auf den Flysch auf- bzw. Überschoben sind, wird hier, ähnlich wie im W, der unterlagernde Flysch an den jungen Brüchen ebenfalls mit-versetzt. Im Gegensatz zu den tektonischen Fenstern am W-Rand sind für den N-Rand in den Flysch vorgelagerte, isolierte, scheinbar allochthone Kalkschollen typisch.

Das Auftreten dieser "Deckklippen" und das Fehlen der Flyschfenster am N' Kalkrand könnte zusätzlich ein Hinweis dafür sein, daß die Kalke, vor allem im E' Teil dieser Grenze, dem Flysch an relativ steilen Flächen auflagern. Diese Aufschiebungsflächen werden im E, außerhalb des Arbeitsgebietes, anscheinend von N fallenden Abschiebungen oder von normalsedimentären Übergängen zwischen den Kalken im S und dem Flysch im N abgelöst (Geologische Karte von Griechenland 1:50000, Blatt Amfissa; CELET 1962).

Dieser streichende Übergang an der Kalk-Flysch-Grenze von flachen, z.T. abtauchenden Überschiebungen im W zu Aufschiebungen und möglicherweise zu Abschiebungen im E könnte durch ein Modell erklärt werden, dem eine im Uhrzeigersinn erfolgte Rotation der Parnass-Giona-Kalke in dieser Region zugrunde liegt (Abb. 40). Gleichzeitig würde diese Vorstellung den scheinbaren Widerspruch entkräften, daß nämlich die Parnass-Giona-Kalke sowohl dem Olonos-Pindos-Flysch im W als auch dem Parnass-Giona-Flysch im E allochthon bis parautochthon aufliegen, während diese beiden Flyschbereiche durch eine Faziesverzahnung, tektonisch offensichtlich relativ ungestört, ineinander übergehen. Schließlich würde ein solches Modell auch die Ausbildung zweier Beanspruchungspläne im Arbeitsgebiet verdeutlichen, da einer Rotationsbewegung im obigen Sinne in diesem Bereich der Parnass-Giona-Kalke sowohl nach W als auch nach N gerichtete Vektoren zugrundeliegen würden, denen die beiden Beanspruchungspläne P_0 (W-Vergenz) bzw. P_1 (NW- bis N-Vergenz) zugeordnet werden könnten. Nicht zuletzt könnte an die-

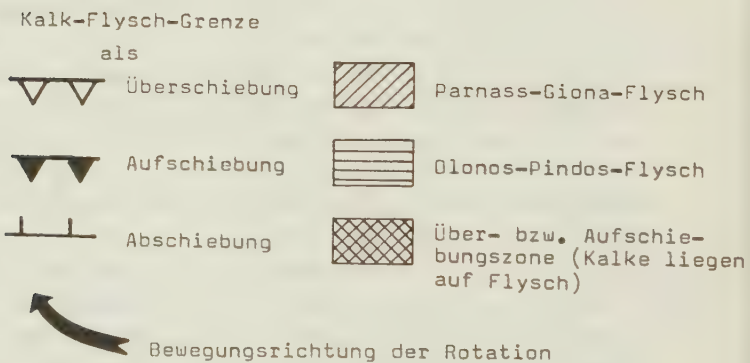
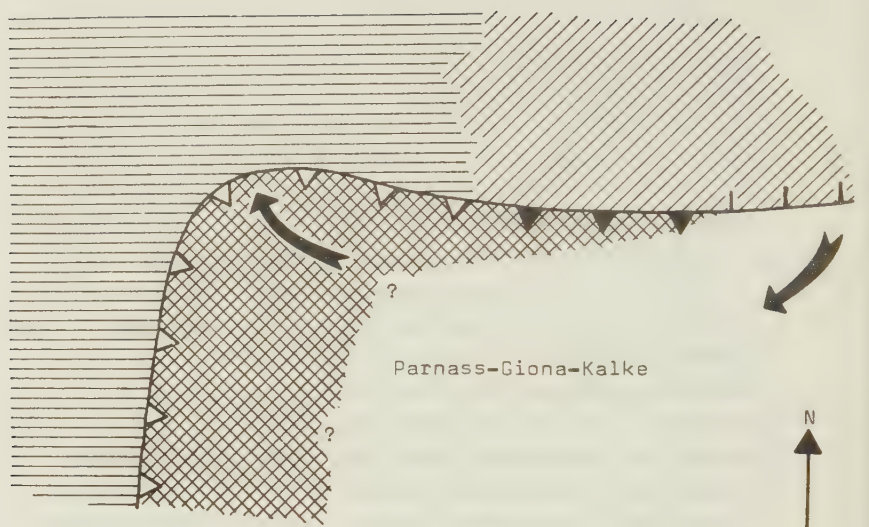


Abb. 40: Schematisches Modell einer möglichen Rotation der Parnass-Giona-Kalke im Bereich des Arbeitsgebietes.

sem Modell auch demonstriert werden, wie es dazu kommt, daß sich die Parnass-Giona-Kalke an ihrem N-Rand scheinbar in ± gleicher tektonischer Position befinden wie die subpelagonischen Massen, die z.T. nur wenige hundert Meter N' der Kalk-Flysch-Grenze mit subpelagonischen Kalcken und Ophiolithen dem Flysch der Depression von Stromi-Kaloskopi als echte Deckschollen aufliegen.

8 Zusammenfassung

Zu klären war die tektonische Stellung der isolierten Flyschvorkommen relativ zu den umgebenden Kalken sowie die Tektonik an der Kalk-Flysch-Grenze im W (im Mornostal) und im N (in der Depression von Stromi-Kaloskopi). Bisher liegen zur Großtektonik des Arbeitsgebietes unterschiedliche Deutungen vor.

Das stratigraphische Spektrum reicht von den Trümerkalken des Kimmeridge bis zu den eozänen Flysch-Konglomeraten. Bei den Karbonaten handelt es sich im unteren Teil (Kimmeridge - Oberkreide) um teils spärliche teils mikritische Kalke, deren Komponenten (Onkoide, Ooide, (?) PISOIDE, Pellets, benthonische Foraminiferen, Algen, Rudisten u. a., z.T. "Riff-Fazies") und deren Gefüge (vor allem Fenstergefüge) auf Ablagerung in einem intertidalen bis flachmarinen Milieu schließen lassen. Eingeschaltet in diese Kalke sind mehrere Bauxithorizonte mit körnigem oder oolithischem und pisolithischem Gefüge.

In der Oberkreide werden diese neritischen Kalke abgelöst von pelagischen Kalken, deren Obergrenze auf der Alpe Diasselon auf Grund von Globorotalien-Funden ins Paleozän gestellt werden müßte. Bei dieser normal sedimentären Kalk-Flysch-Grenze handelt es sich um einen submarinen Erosionshorizont mit submarinen Rinnen und serpulidenartigen Röhrenstrukturen in den obersten Kalkschichten sowie Echiniden und z.T. kristallinen Geröllen auf der Kalkoberfläche.

Die tertiäre Flyschabfolge in der Parnass-Giona-Zone beginnt zuunterst mit den grau-grünen Basisschichten, in denen erstmals sekundäre Verkieselungen beobachtet werden konnten. Darüber folgen Rotpelite, Sandstein-Tonmergel-Wechselagerungen und Konglomerate. Auf der Alpe Diasselon fehlen die intermediären Wechselagerungen, was ein möglicher Hinweis auf ein präorogenes Hochgebiet wäre. Nach W werden die Rotpelite zunehmend von grau-blauen bis -braunen Peliten abgelöst (möglicher Faziesübergang vom Parnass-Giona-Flysch im E zu Olonos-Pindos-Flysch im W).

Stratigraphisch wie tektonisch läßt sich das Arbeitsgebiet in vier Einheiten untergliedern:

- 1) in die Kimmeridge- und Tithon-Cenoman-Kalke der Pyramida und des Platowouna, die einer NW vergenten Antiklinalstruktur angehören, die nach NW u. a. auf den Flysch der Vathya Lakka geschoben ist,
- 2) in die Tithon-Cenoman- und Oberkreide-Kalke des übrigen Arbeitsgebietes, die Überwiegend weitgespannte Antiklinalen mit SW bis W bzw. NW bis N vergenten Strukturen (Beanspruchungspläne P_0 bzw. P_1) bilden,
- 3) in den autochthonen Parnass-Giona-Flysch der Alpe Diasselon, der sich relativ zu den umgebenden Kalken in Synklinalstellung befindet,
- 4) in den Flysch der Vathya Lakka, des Lazostales, des Mornostales und der Depression von Stromi-Kaloskopi, an dessen Rändern die Kalke parautochthon bis allochthon aufliegen.

Die orogenen Strukturen, insbesondere die tektonische Kalk-Flysch-Grenze im W und N, sind durch eine intensive postorogene Bruchtektonik zusätzlich überprägt worden (Haupttrichtungen: $\pm$ E - W und $\pm$ N - S). Der Vathya Lakka- und der Lazos-Flysch stellen tektonisch eine Mischstruktur aus orogener Überschiebungstektonik und postorogener Horstbildung dar (sog. "Fensterhorste").

Im W und NW liegen die Parnass-Giona-Kalke dem Flysch des Mornostales mit flachen, z.T. nach NW abtauchenden Überschiebungsbahnen auf, während sie nach N auf den Flysch der Depression von Stromi-Kaloskopi über- bzw. aufgeschoben sind, wobei die Schubflächen nach E zunehmend steiler einfallen. Noch weiter im E werden diese Schubflächen im Streichen von N fallenden Abschiebungen abgelöst. Dieser streichende Übergang von Überschiebungen im W zu Aufschiebungen und Abschiebungen im E könnte mit einem Modell erklärt werden, nach dem die Parnass-Giona-Kalke relativ zum umgebenden Flysch im Uhrzeigersinn rotiert worden wären. Mit dieser Vorstellung ließe sich auch noch die Ausbildung zweier Beanspruchungspläne erklären, wobei aus den zugehörigen Bewegungsrichtungen die Rotationsbewegung resultieren würde.

9 Schriftenverzeichnis

- AUBOUIN, J. (1955): Une coupé du Pinde méridional entre la Thessalie et l'Epire. - Bull. Soc. Géol. Fr., 5: 143 - 154; Paris.
- (1957): Sur la géologie de la bordure méridionale de la plaine de Triakle (Thessalie). - Ann. géol. Pays hellén., 8: 222 - 232; Athen.
 - (1957): Essai de correlations stratigraphiques en Grèce occidentale. - Bull. Soc. Géol. Fr., 7: 281 - 304; Paris.
 - (1957): Un profil tectonique d'ensemble de la Grèce septentrionale moyenne. - Bull. Soc. Géol. Fr., 7: 1135 - 1155; Paris.
 - (1958): Essai sur l'évolution paléogéographique et le développement tecto-orogénique d'un système geosynclinal: le secteur grec des Dinarides (Hellénides). - Bull. Soc. Géol. Fr., 8: 731 - 749; Paris.
 - (1959): Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale: les confins de l'Epire et de la Thessalie. (Thèse, Paris 1958). - Ann. géol. Pays hellén., 10: 483 S.; Athen.
 - (1960): Essai sur l'ensemble italo-dinarique et ses rapports avec l'arc alpin. - Bull. Soc. Géol. Fr., 2: 487 - 526; Paris.
 - et al. (1960): Le Crétacé supérieur en Grèce. - Bull. Soc. Géol. Fr., 2: 452 - 469; Paris.
- BENDER, H. et al. (1960): Zur Geologie der Olonos-Pindos- und der Parnass-Kiona-Zone im Tal des Asklepieion (Argolis). - Ann. geol. Pays hellen., 11: 201 - 213; Athen.
- BITTNER, A. (1880): Der geologische Bau von Attika, Böotien, Lokris und Parnassus. - Denkschr. Akad. Wiss. Wien, 40: 74 S.; Wien.
- BLUMENTHAL, M. M. (1931): Über den tektonischen Verband osthellenischer Gebirge. - Ecl. Geol. Helv., 24: 347 - 372; Basel.
- BOBLAYE, P. & VIRLET, T. (1833): Géologie et Minéralogie de MOREE. Expédition scientifique de Morée. - Paris.
- BRUNN, J. H. (1956): Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macé-

doine occidentale. - Ann. géol. Pays hellén., 7:
358 S.; Athen.

BRUNN, J. H. (1960): Les zones helléniques internes et
leur extension. Reflexions sur l'orogénèse alpine.
- Bull. Soc. Géol. Fr., 2: 470 - 486; Paris.

CAPUTO, M. et al. (1970): Deep structure of the Medi-
terranean basin. - J. Geophys. Res., 75: 4919 -
4923.

CASTRO, P. de (1962): Il Givra-Lias dei Monti Lattari
e dei rilievi ad ovest della valle dell'Irno e della
Piana di Montoro. - Boll. Soc. Naturalisti Na-
poli, 71: 73 S.; Napoli.

CAYEUX, L. (1929): Les roches sédimentaires de France.
Roches siliceuses. - Imprimerie Nationale: 696 S.;
Paris.

CELET, P. (1957): Recherches géologiques préliminaires
dans le massif du Parnasse (Grèce). - Bull. Soc.
Géol. Fr., 7: 571 - 583; Paris.

- (1958): Existence d'une série crétacée allochthone
dans la région occidentale du Parnasse (Grèce). -
Bull. Soc. Géol. Fr., 8: 471 - 486; Paris.

- (1960): Observations sur la tectonique de la région
côtière méridionale des massifs du Parnasse-Kiona.
- Bull. Soc. Géol. Fr., 2: 427 - 434; Paris.

- (1962): Contribution à l'étude géologique du Par-
nasse-Kiona et d'une partie de régions méridionales
de la Grèce continentale. - Ann. géol. Pays hellén.,
13: 446 S.; Athen.

- (1963): Extension de la zone du Parnasse en Grèce
méridionale (Stratigraph.). - Ann. Soc. Géol. Nord.,
83: 275 - 280; Lille.

- (1976) A propos du mélange de type "volcano-sédi-
mentaire" de l'Iti (Grèce méridionale). - Bull.
Soc. Géol. Fr., 18: 299 - 307; Paris.

- (1977): Zones du Gavrovo et du Pinde-Sous-zone du
Vardoussia et Zone du Parnasse. - Bull. Soc. Géol.
Fr., 19: 60 - 65; Paris.

- et al. (1976): La zone béotienne en Grèce: Impli-
cations paléogéographiques et structurales. - Ecl.
Geol. Helv., 69: 577 - 599; Basel.

- CORNELIUS, H. P. (1940): Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. - Z. dt. Geol. Ges., 92: 271 - 310; Berlin.
- DERCOURT, J. (1959): Sur la géologie du Péloponèse oriental: le massif de l'Akros (province d'Argolide). - C. R. Somm. S. G. F.: 240 S.
- (1960): Esquisse géologique de la bordure occidentale de plaine d'Argos (Péloponèse, Grèce). - Bull. Soc. Géol. Fr., 2: 961 - 966; Paris.
- (1960): Esquisse géologique du Nord du Péloponèse. - Bull. Soc. Géol. Fr., 2: 415 - 426; Paris.
- FARINACCI, A. & RADOICIC, R. (1964): Correlazione fra serie gioresie cretacee dell'Apennino Centrale e delle Dinaridi esterne. - Rendiconti, 7: 269 - 300; Rom.
- FISCHER, A. G. (1964): The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. - Kansas Geol. Surv. Bull., 169: 107 - 149; Lawrence/Kansas.
- FLÜGEL, E. (1975): Fossile Hydrozoen - Kenntnisstand und Probleme. - Paläont. Z., 49, 4: 369 - 406; Stuttgart.
- (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalcken. - 454 S.; Berlin, Heidelberg, New York.
- FOLK, R. L. (1959): Practical Petrographic Classification of Limestones. - Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., 43: 1 - 38; Tulsa.
- (1962): Spectral Subdivision of Limestone-Types. - Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem., 1: 62 - 84; Tulsa.
- FRECH, F. & RENZ, C. (1911): Kreide und Trias im Kionia- und Ötagebiet (Mittelgriechenland). - Sitzungsber. kgl. Preuss. Akad. Wiss.: 1112 - 1125; Berlin.
- GEORGALAS, G. (1924): Les Bauxites de la Grèce. - L'Echo des Mines et de la Métallurgie, 2808, & Mining J., 144.
- HEEZEN, B. C. (1972): Inland and Marginal Seas. - Tectonoph., 13: 293 - 308; Amsterdam.
- HOEPPENER, R. (1955): Tektonik im Schiefergebirge. - Geol. Rdsch., 44: 26 - 58; Stuttgart.
- I.G.S.R. (PAPASTAMATIOU, J. et al. 1960): Geological Map of Greece 1 : 50000, Amfissa Sheet. - Inst. Geol. Subsrif. Res.; Athen.

JACOBSSHAGEN et al. (1976): Die eohellenische Phase, Definition und Interpretation. - Z. dt. Geol. Ges., 127, 1: 133 - 145; Hannover.

- et al. (1976): Alpidischer Gebirgsbau und Krustenstruktur des Peloponnes. - Z. dt. Geol. Ges., 127, 2: 337 - 363; Hannover.

- et al. (1978): Structure and Geodynamic Evolution of the Aegean Region. - Alps, Apennines, Hellenides: 537 - 564; Stuttgart.

JOHNS, D. R. (1977): Structure and Stratigraphy of the Galaxidion Region. - Vortrag im VI. Colloquium on the Geology of the Aegean Region; Athens.

KARIG, D. E. (1971): Origin and development of marginal basins in the Western Pacific, - J. Geophys. Res., 76: 2542 - 2561; Washington.

KEUPP, H. (1974): Stratigraphie und Tektonik der Flysch-depression von Delfi-Arachowa (Mittelgriechenland). - Diplom-Arbeit: 165 S.; Erlangen.

- (1976): Tektonik und präorogene Stratigraphie der Flysch-Depression von Delphi-Arachova (Parnass-Kiona-Zone, Mittelgriechenland). - Z. dt. Geol. Ges., 127, 2: 399 - 415; Hannover.

KOBER, L. (1914): Über die Bewegungsrichtungen der alpinen Deckengebirge des Mittelmeeres. - Peterm. geogr. Mitt.

- (1915): Alpen und Dinariden. - Geol. Rdsch., 5: 175 - 204; Stuttgart.

- (1929): Die Großgliederung der Dinariden. - Centralbl. Min. Geol. Pal., B, 10: 426 - 437; Stuttgart.

- (1931): Das alpine Europa und sein Rahmen. - 310 S.; Berlin.

KOCH, K. E. & NICOLAUS, H. J. (1969): Zur Geologie des Ostpindos-Flyschbeckens und seiner Umrandung. - I. G. S. R., 9: 190 S.; Athen

LAPPARENT, J. de (1934): Gisement et position géologique des bauxites de Grèce. - Acad. Sci., 198: 1162 - 1164; Paris.

- (1934): Développement des Calcaires à Rosalines en Grèce. - C. R. Acad. Sci., 198: 1620 - 1622; Paris.

- (1935): La structure des monts et la position tectonique des bauxites aux flancs du Parnasse (Grèce).

- C. R. Acad. Sci., 200: 161 - 163; Paris.
- LOTZE, F. (1932): Über die Beziehungen zwischen Faltung und Schieferung. - Nachr. Ges. Wiss., Fachgr. IV, 2: 113 - 121; Göttingen.
- MAKRIS, J. (1973): Some geophysical aspects of the evolution of the Hellenides. - Bull. Geol. Soc. Gr., 10: 206 - 213; Athen.
- MARINOS, G. (1957): Zur Gliederung Ostgriechenlands in tektonische Zonen. - Geol. Rdsch., 46: 421 - 426; Stuttgart.
- Mc KENZIE, D. P. (1970): Plate tectonics of the Mediterranean region. - Nature, 226: 239 - 243.
- NEUMAYR, M. (1880): Der geologische Bau des westlichen Mittelgriechenlands. - Denkschr. Akad. Wiss. Wien, 40; Wien.
- NÜTH, L. (1931): Beiträge zur Geologie und Paläontologie Mittelgriechenlands. - N. Jb. Min. Geol. Pal., B, 66: 131 - 165; Stuttgart.
- NÜTH, H.-O. (1976): Stratigraphie und Tektonik einzelner Kalkvorkommen und der Schichten ihrer näheren Umgebung in den Gebieten Pournowouni-Stavros, Variani und Desfina (Zentrale Parnaß-Giona-Zone im südlichen Festlandsgriechenland). - Diplom-Arbeit: 197 S.; Erlangen, - (Unveröff.).
- (1979): Stratigraphie und Tektonik einzelner Kalkvorkommen und der Schichten ihrer näheren Umgebung im Gebiet Pournowouni-Stavros (Süd-Griechenland). - Z. dt. Geol. Ges., 130: 353 - 360; Hannover.
- PAPASTAMATIOU, J. N. (1960): La géologie de la région montagneuse du Parnasse-Kiona-Oeta. - Bull. Soc. Géol. Fr., 2: 398 - 408; Paris.
- PE, G. G. & PIPER, D. J. W. (1972): Vulcanism at Subduction Zones: The Aegean area. - Bull. Geol. Soc. Gr., 9: 133 - 144; Athen.
- PETKOVIC, K. V. (1958): Neue Erkenntnisse über den Bau der Dinariden. - Jb. geol. Bundesanst., 101: 1 - 24; Wien.
- PETRASCHECK, W. E. (1960): Über ostmediterrane Gebirgszusammenhänge. - Abh. Dt. Akad. Wiss. Berl., 4, 1 (KRAUS-Festschrift): 9 - 18; Berlin.

- PHILIPPSON, A. (1890): Über die Altersfolge der Sedimentationsformationen in Griechenland. - Z. dt. Geol. Ges. 42: 150 - 159; Berlin.
- (1890): Bericht über eine Reise durch N- und Mittelgriechenland. - Z. Ges. Erdk., 25: 331 - 406; Berlin.
- (1890): Der Isthmus von Korinth. - Berlin.
- (1898): La tectonique de l'Egée. - Ann. Géogr., 7: 112 - 141; Paris.
- REICHEL, M. (1949): Sur un nouvel Orbitoïdé du Crétacé supérieur hellénique. - Ecl. geol. Helv., 42: 480 - 485; Basel.
- REISIGL, H. & DANESCH, E. & O. (1977): Mittelmeerflora. - Hallwag-Taschenbuch, Botanik, 112: 142 S.; Bern.
- RENZ, C. (1904): Über neue Vorkommen von Trias in Griechenland und von Lias in Albanien. - Z. Geol. Min. Pal.: 257 - 266.
- (1906): Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. - N. Jb. Min. Geol. Pal., B, 11: 213 - 301; Stuttgart.
- (1908): Sur les preuves de l'existence du Carbonifère et du Trias dans l'Attique. - Bull. Soc. Géol. Fr., 8: 519 - 523; Paris.
- (1911): Neue geologische Forschungen in Griechenland. - Z. Min. Geol. Pal.: 255 - 261, 289 - 298.
- (1912): Über den Gebirgsbau Griechenlands. - Z. dt. Geol. Ges., 64: 437 - 465; Berlin.
- (1915): Zur Geologie der ostgriechischen Gebirge. - N. Jb. Min. Geol. Pal., 38: 120 S.
- (1920): Geologische Studien in den mittelgriechischen Hochgebirgen. - N. Jb. Min. Geol. Pal., 18: 74 - 131; Stuttgart.
- (1926): Über die Korallengattung Cladocoropsis FELIX und Lovenipora GIATTINI. - Ecl. geol. Helv., 20, 1: 31 - 34; Basel.
- (1928): Geologische Untersuchungen in den Gebirgsmassiven der Vardoussia und Kiona. - Prakt. Acad. Ath., 3: 742 - 748; Athen.
- (1937): Die stratigraphische Stellung der Parnasskalke. Prakt. Acad. Ath., 12: 183 - 192; Athen.

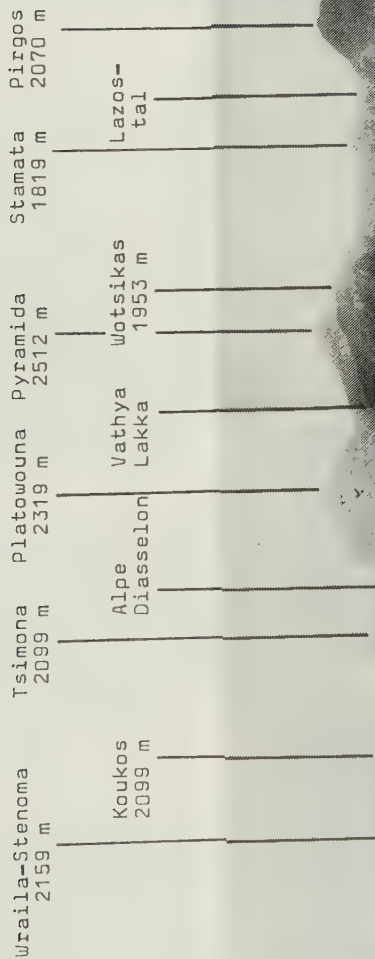
- RENZ, C. (1938): Neue geologische Untersuchungen im mitteligriechischen Gebirgsmassiv der Kiona. - Prakt. Acad. Ath., 13: 282 - 292; Athen.
- (1940): Die Tektonik der Griechischen Gebirge. - Mem. Acad. Ath., 8: 171 S.; Athen.
 - (1955): Die vorneogene Stratigraphie der normal-sedimentären Schichten Griechenlands. - I. G. S. R.: 637 S.; Athen.
 - & FRECH, F. (1908): Der Nachweis der Trias im Parnassgebiet. - Z. dt. Geol. Ges., 60: 329 - 336; Berlin.
 - & REICHEL, M. (1948): Neue Foraminiferenfunde im boeotischen Seengebiet (Mittelgriechenland). - Ecl. geol. Helv., 41: 379 - 389; Basel.
- RICHTER, D. (1973): Olisthostrom, Olisthothrymma und Olisthoplaka als Merkmale von Gleitungs- und Resedimentationsvorgängen infolge synsedimentärer tektonischer Bewegungen in Geosynklinalbereichen. - N. Jb. Geol. Pal. Abh., 143: 304 - 344; Stuttgart.
- (1974): Die paläogeographische und geotektonische Bedeutung der Gavrovo-Tripolis-Zone auf dem Peloponnes (Griechenland). - N. Jb. Geol. Pal. Abh., 145: 96 - 128; Stuttgart.
 - (1976): Das Flysch-Stadium der Helleniden - Ein Überblick. - Z. dt. Geol. Ges., 127, 2: 467 - 483; Hannover.
 - & MARIOLAKOS, I. (1974): Der Flysch und seine Unterlage im Gebiet westlich von Galaxidion. - Bull. Geol. Soc. Gr., 10: 413 - 424; Athen.
 - & MARIOLAKOS, I. (1975): Stratigraphische Untersuchungen an der Kreide/Tertiär-Wende im Gebiet von Delfi-Amfissa-Amfiklia (Parnass-Giona-Zone, Griechenland). - Ann. geol. Pays hellen., 46: 417 - 434; Athen.
- RICHTER, M. (1962): Alpen, Apennin und Dinariden, - N. Jb. Geol. Pal., Mh.: 466 - 480.
- RUMBOLD, G. (1925): Bauxite und Aluminium, - London.
- SAUVAGE, M. (1846): Observations sur la géologie d'une partie de la Grèce continentale et de l'île d'Eubée. - Ann. Min. (4), 10: 101 - 156; Paris.

- SCHUILING, R. D. (1972): Oceanization - Geothermal Models. - Geol. Mijnbouw, 51: 546 - 547; 's-Gravenhage.
- (1973): Active Role of Continents in Tectonic Evolution - Geothermal Models. - In: K. A. de JONG & R. SCHOLTEN (Eds.), Gravity and Tectonics: 35 - 47; New York.
- SCHWAN, W. (1958): Untervorschiebungen und Aufbruchsfalten. - N. Jb. Geol. Pal., Mh. 1958, 8/9: 356 - 377; Stuttgart.
- (1966): Zur Definition und Deutung des Strukturtyps "Decke". - N. Jb. Geol. Pal. Abh., 124: 168 - 219; Stuttgart.
- (1976 a): Geokinematische Faktoren in Inselbogen/Randmeer-Systemen, speziell im Helleniden-Ägäis-Raum. - Z. dt. Geol. Ges., 127, 1: 105 - 124; Hannover.
- (1976 b): Strukturen, Kinematik und tektonische Stellung des Parnass-Ghiona-Gebirges im Helleniden-Orogen. - Z. dt. Geol. Ges., 127, 2: 373 - 386; Hannover.
- (1978): Structural Tectonics of the Parnassus-Ghiona Mountains in the Central Hellenides. - Alps, Apennines, Hellenides: 430 - 433; Stuttgart.
- SEIBOLD, E. (1974): Der Meeresboden, Ergebnisse und Probleme der Meeresgeologie. - 183 S.; Berlin-Heidelberg-New York.
- SIKOSK, B. & MEDWENITSCH, W. (1965): Neue Daten zur Fazies und Tektonik der Dinariden. - Z. dt. Geol. Ges., 116: 342 - 358; Hannover.
- STILLE, H. (1924): Grundfragen der vergleichenden Tektonik. - 443 S.; Berlin.
- SUESS, E. (1885 - 1909): Das Antlitz der Erde. - Bde. 1 - 3; Prag, Wien, Leipzig.
- TEBUTT, G. E. et al. (1965): Lithogenesis of a Carbonate rock fabric. - Contrib. Geol., 4, 1: 1 - 13; Laramie.
- TERCIER, J. (1947): Le Flysch dans la sédimentation alpine. - Ecl. geol. Helv., 40, 2: 163 - 198; Basel.
- VADASZ, E. (1933): Bauxitvorkommen in Griechenland. - Z. prakt. Geol.: 97 - 102; Halle (Saale).
- VAN BEMMELEN, R. W. (1969): The Alpine Loop of the Tethys zone. - Tectonoph., 8: 107 - 113; Amsterdam

VAN BEMMELEN, R. W. (1972): Driving forces of Mediterranean Orogeny. - Geol. Mijnbouw, 51: 548 - 573; 's-Gravenhage.

WIEDENMAYER, F. (1960): Sur quelques Ammonites provenant d'un gisement à Céphalopodes à Pentéoria (Grèce). - Bull. Soc. géol. hellén., 4: 28 - 38; Athen.

A n h a n g I :
T a f e l n I - XI

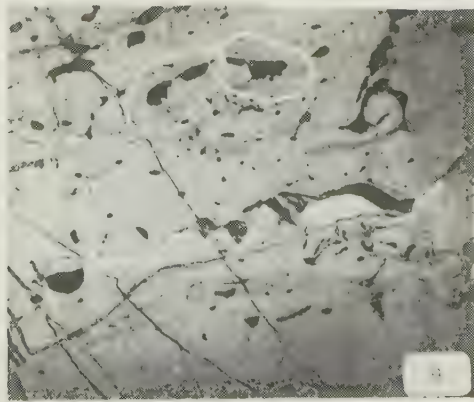
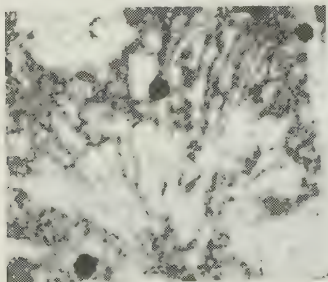
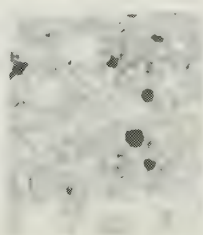
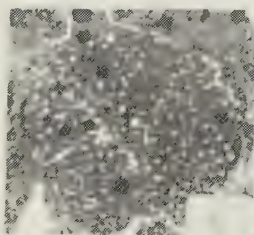
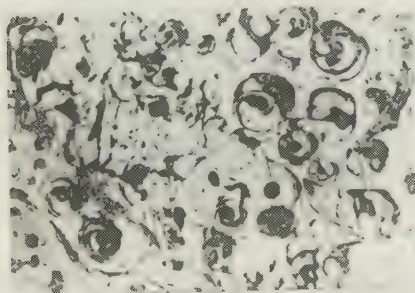
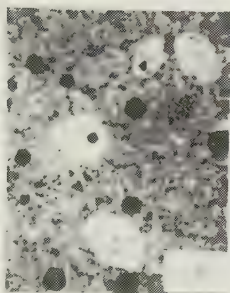
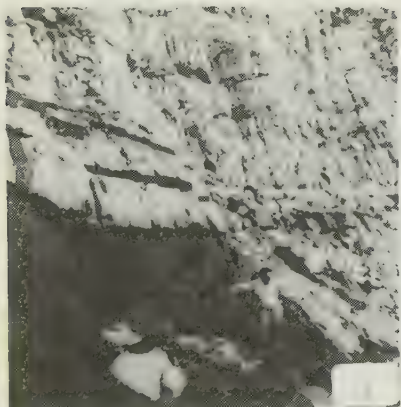
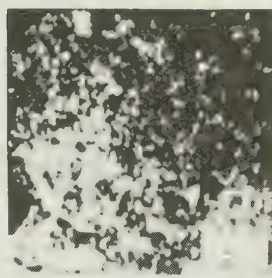
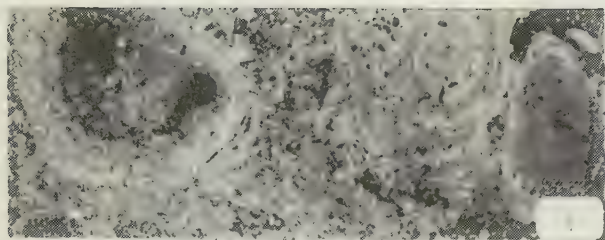


E

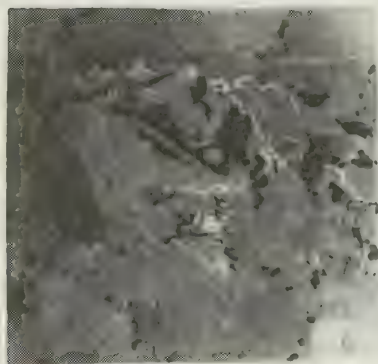
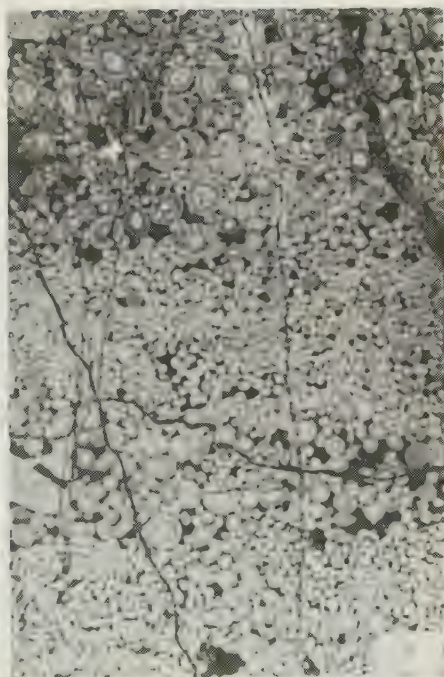
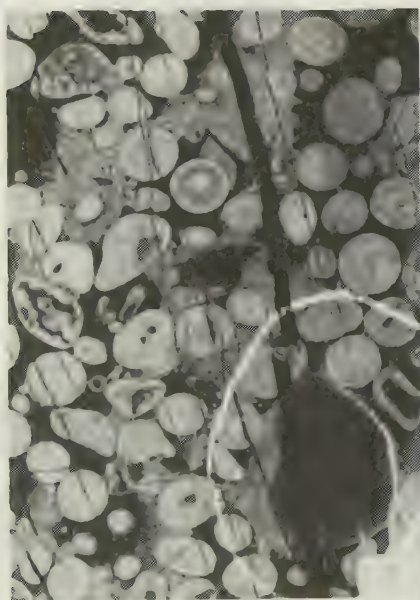
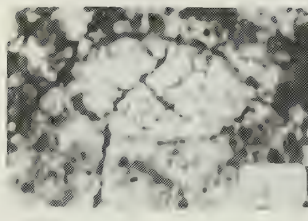
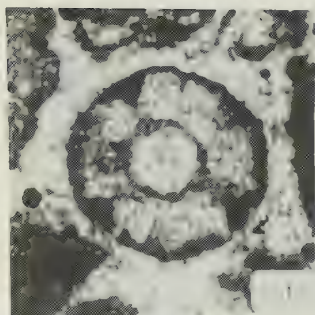
W

Blick von der Flyschdepression von Stromi-Kaloskopi nach S auf den NW-Teil des Giona-Massivs mit den bedeutendsten Erhebungen innerhalb des Arbeitsgebietes.

- Abb. 1: Intrasparitischer Kimmeridge-Kalk mit von Algen umkrusteten Schalenresten (Algen-Onkoide). - Balkenlänge 1 mm, Negativ, Geländepunkt 346.
- Abb. 2: Bauxit des b_2 -Horizontes mit körniger Struktur und kleinen Kalkbruchstücken. - Balkenlänge 0,1 mm, Geländepunkt 345.
- Abb. 3: Bauxitlagerstätte des b_2 -Horizontes. - Geländepunkt 345.
- Abb. 4: Mikrit mit Ostracodenschälchen. - Balkenlänge 0,1 mm, Geländepunkt 360.
- Abb. 5: Gastropoden-Biomikrit des Tithon. - Balkenlänge 1 cm, Negativ, Geländepunkt 342.
- Abb. 6 und 7: Favreinen Querschnitt (Abb. 6) und -Längsschnitt (Abb. 7), Tithon. - Balkenlänge 0,1 mm, Geländepunkt 345.
- Abb. 8: Cayeuxia sp. in unterkretazischem Mikrit - Pel-mikrit. - Balkenlänge 0,1 mm, Geländepunkt 448.
- Abb. 9: Dismikrit (FOLK 1959, 1962) oder Loferit (FISCHER 1964) mit Fenstergefüge ("birdseyes, Stromatactis", weiß eingekreist) mit LF-A-Gefüge (stromatolithische Laminationen, TEBUTT et al. 1965). - Balkenlänge 1 mm, Negativ, Geländepunkt 345.

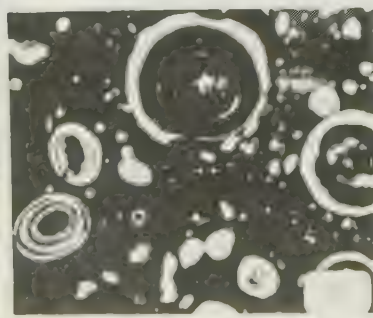
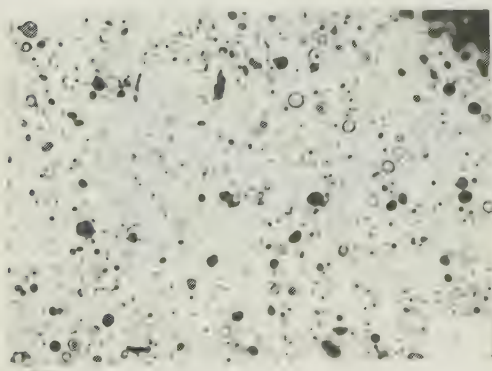
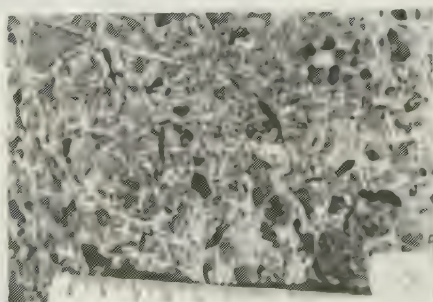
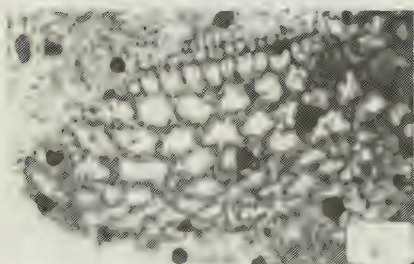
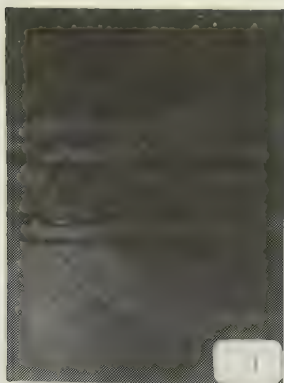


- Abb. 1: Salpingoporella sp., Tithon-Cenoman-Kalke. -
Balkenlänge 0,1 mm, Geländepunkt 448.
- Abb. 2: Ostracodenschale, tiefere Unterkreide in den
Tithon-Cenoman-Kalken. -
Balkenlänge 0,1 mm, Geländepunkt 448.
- Abb. 3: Solenopora sp. (weiß eingekreist), unterkretazi-
sche Oolithe. -
Balkenlänge 1 mm, Negativ, Geländepunkt 527.
- Abb. 4: Oosparit bis Opelsparit mit (?) Pisoiden als
"Taschenfüllungen". -
Balkenlänge 1 mm, Negativ, Geländepunkt 377.
- Abb. 5: Dismikritische Kalke mit Fenstergefüge. -
Balkenlänge 1 mm, Negativ, Geländepunkt 553.
- Abb. 6: Mikrit in den oberen Partien der Tithon-Ceno-
man-Kalke mit Muschelschale (weiß eingekreist)
und Stylolithen. -
Balkenlänge 1 cm, Negativ, Geländepunkt 448.



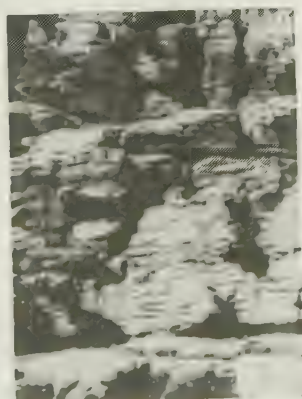
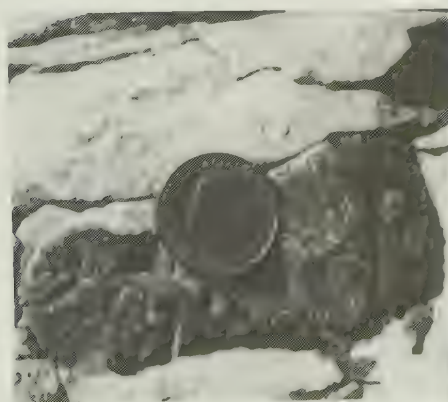
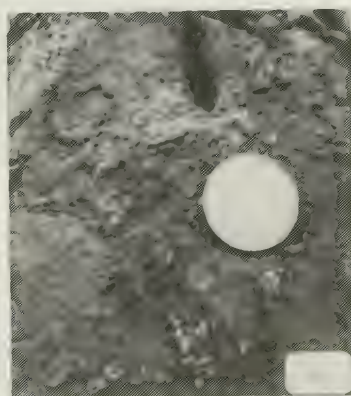
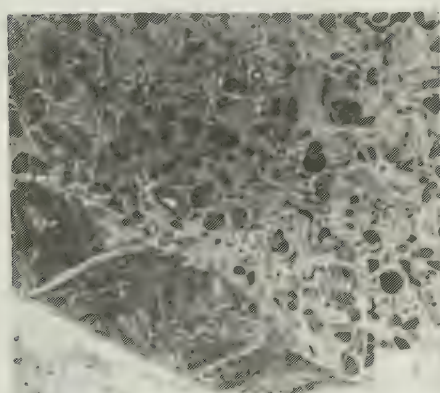
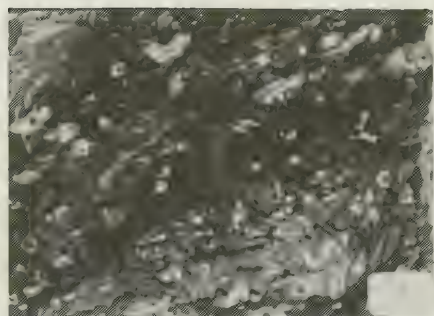
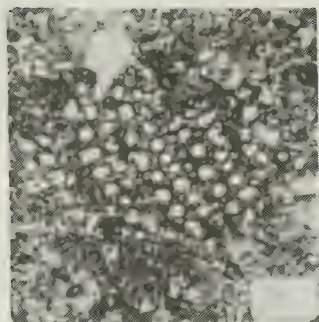
T a f e l IV

- Abb. 1: Mikrit mit diagenetischen Intraklasten als "Komponenten", durch Mikrostylolithen begrenzt, neben Bereichen mit Residualtonarealen, obere Tithon-Cenoman-Kalke. -
Balkenlänge 1 mm, Negativ, Geländepunkt 249.
- Abb. 2: Dünne Schalenreste in den oberen Tithon-Cenoman-Kalken des Platowouna. -
Balkenlänge 1 mm, Negativ, Geländepunkt 251.
- Abb. 3: Capriniden-Orbitolinen-Kalk (Orbitolinen weiß eingekreist). -
Balkenlänge 1 cm, Negativ, Geländepunkt 501.
- Abb. 4: Orbitolinen aus dem Capriniden-Orbitolinen-Kalk. -
Balkenlänge 0,1 mm, Geländepunkt 501.
- Abb. 5: Kalkkonglomerate in den Capriniden-Orbitolinen-Kalken. -
Geländepunkt 500.
- Abb. 6: Oolithischer bis pisolithischer Bauxit des b_3 -Horizontes. -
Balkenlänge 1 mm, Negativ, Geländepunkt 369.
- Abb. 7: PISOIDE im Bauxit des b_3 -Horizontes. -
Balkenlänge 0,1 mm, Geländepunkt 369.

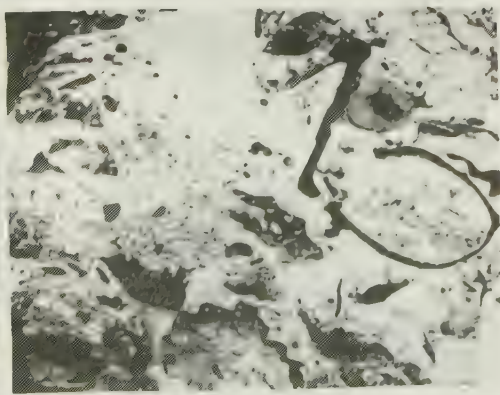
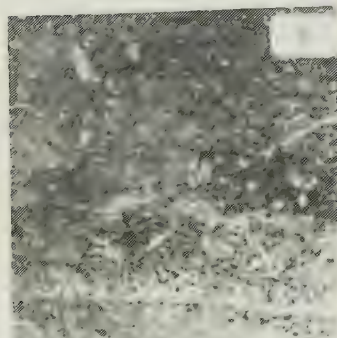
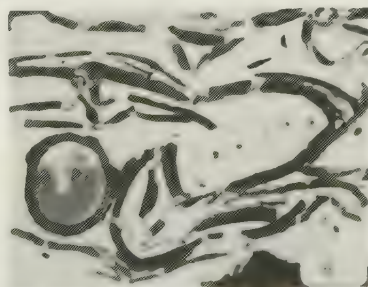
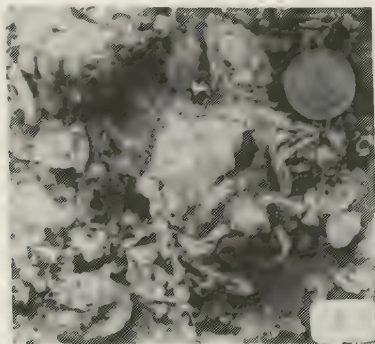
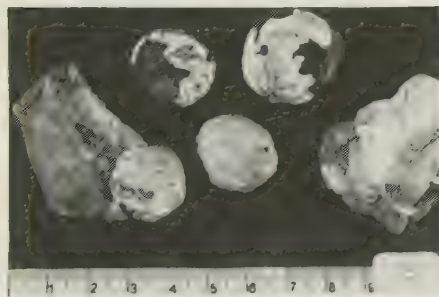
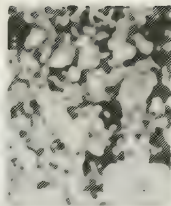
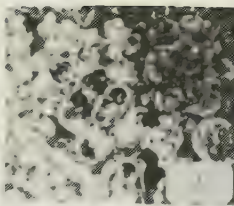
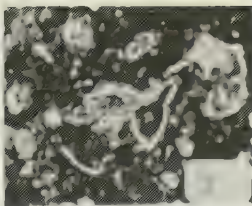
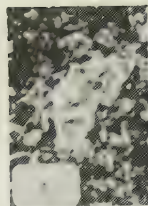


T a f e l V

- Abb. 1: Neritischer, (?) Cayeuxia-führender Mikrit der Oberkreide. -
Balkenlänge 0,1 mm (aus H.-O. NÖTH 1976, S. 38).
- Abb. 2: Hippuriten-Riffkalk (aus H.-O. NÖTH 1976, S. 40).
- Abb. 3: Konglomeratischer Rudistentrümmer-Kalk der Oberkreide mit Rudistenfragment. -
Balkenlänge 1 mm, Negativ, Geländepunkt 379.
- Abb. 4: Verwitteter Rudistentrümmer-Kalk der Oberkreide mit herausgewitterten Rudistentrümmern. -
Geländepunkt 379.
- Abb. 5: Pelagischer Plattenkalk der Oberkreide mit Hornsteinlinse. -
Geländepunkt 440.
- Abb. 6: Pelagischer Flaserkalk der Oberkreide. -
Balkenlänge 1 m, Geländepunkt 440.

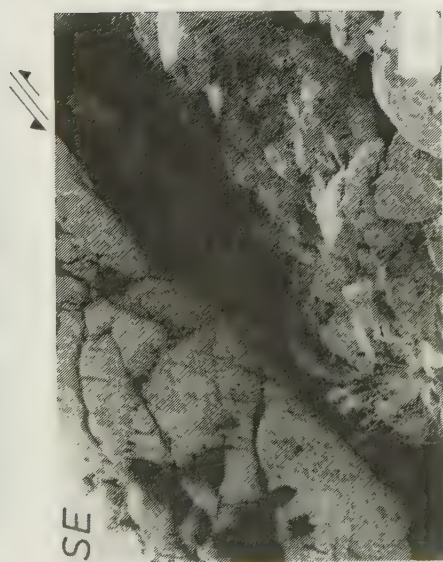
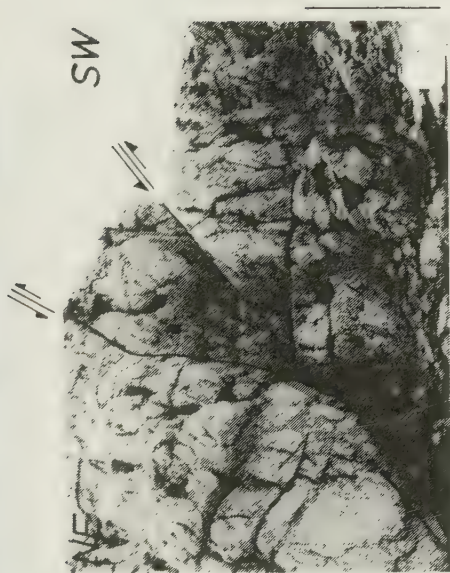


- Abb. 1: Globotruncana arca (CUSHMAN), pelagische Oberkreide-Kalke. -
Balkenlänge 0,1 mm, Geländepunkt 440.
- Abb. 2: Globotruncana cf. calcarata CUSHMAN, pelagische Oberkreide-Kalke. -
Balkenlänge 0,1 mm, Geländepunkt 440.
- Abb. 3: Globorotalia cf. ehrenbergi BOLLI, oberste Schichten der pelagischen Oberkreide-Kalke. -
Balkenlänge 0,1 mm, Geländepunkt 449.
- Abb. 4: Globorotalia angulata (WHITE), oberste Schichten der pelagischen Oberkreide-Kalke. -
Balkenlänge 0,1 mm, Geländepunkt 449.
- Abb. 5: Unbestimmbare Echiniden von der Kalkoberfläche. -
Geländepunkt 445.
- Abb. 6: Serpulidenartige Röhrenstrukturen, oberste Schichten der pelagischen Oberkreide-Kalke. -
Geländepunkt 445.
- Abb. 7: Normal sedimentäre Kalk-Flysch-Grenze mit den Flysch-Basisschichten und den Rotpeliten auf der Kalkoberfläche. -
Geländepunkt 446/565.
- Abb. 8: Serpulidenröhren in dünnen Mergelbänken, tertiäre Rotpelite. -
Balkenlänge 1 mm, Negativ, Geländepunkt 450.
- Abb. 9: Sekundäre Verkieselungen in den Flysch-Basis-schichten mit Stopfgang eines Sedimentfressers. -
Balkenlänge 1 mm, Negativ, Geländepunkt 446.
- Abb. 10: Dunkelroter, mikrobrekziöser, überwiegend mikritischer, wahrscheinlich subpelagonischer Kalk mit zahlreichen Biogenen (Korallen, Schwämmen, Muscheln u. a., "Riff-Fazies"), aus einem xenolithischen Kalkblock innerhalb der Flysch-Konglomerate. -
Balkenlänge 1 cm, Negativ, Geländepunkt 347.



T a f e l VII

- Abb. 1: Blick vom Platowouna auf den E' Teil des Arbeitsgebietes: im Vordergrund die Flyschzone der Alpe Diasselon mit ihrer E' Kalk-Flysch-Grenze, weiter nach E schließen sich die Tsimona (Ts) - Tabouria (Ta), die Wrailla (W) und die Lyritsa (L, außerhalb des Arbeitsgebietes) an.
- Abb. 2: Abschiebung am E-Hang der Wrailla mit Tithon-Cenoman-Kalken im SE und Kimmeridge-Kalken im NW (Lage der Abschiebungsfläche: $40^{\circ}/40^{\circ}\text{SE}$). - Balkenlänge 1 m, Geländepunkt 311.
- Abb. 3: Abschiebungszone in der Einsenkung zwischen den Tsimona-Kalken im W und den Koukos-Kalken im E; neritische Oberkreide-Kalke sind gegen Tithon-Cenoman-Kalke abgeschoben ($160^{\circ}/40^{\circ}\text{NE}$, Gleitstreifen: $30^{\circ}/30^{\circ}\text{NE}$; $160^{\circ}/70^{\circ}\text{NE}$). - Balkenlänge 1 m, Geländepunkt 307.



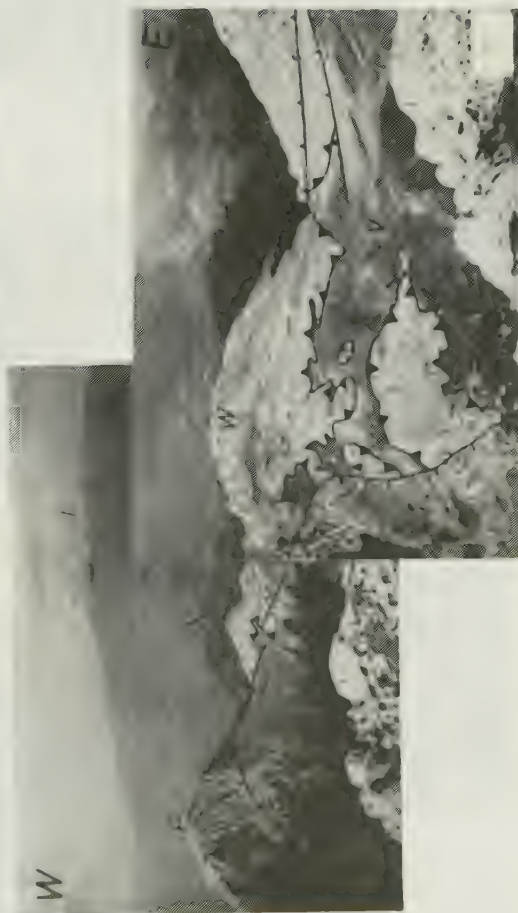
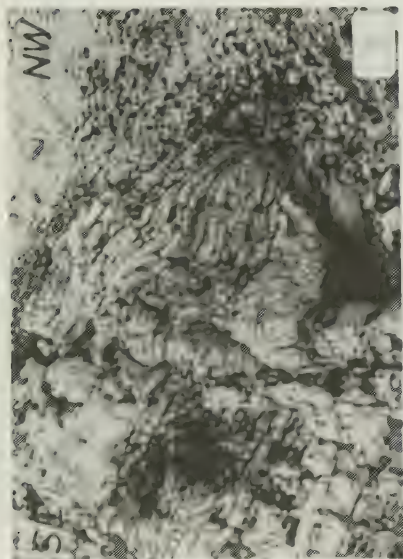
T a f e l VIII

- Abb. 1: SE-Rand der Platowouna-Kalke, die von steilen Bruchzonen begrenzt werden. In den Platowouna-Kalken liegt eine Schubfläche, an der Trümmerkalke des Kimmeridge im S gegen Tithon-Cenoman-Kalke im N aufgeschoben sind.
- Abb. 2: Schieferungsklüftung ($80^{\circ}/72^{\circ}\text{SE}$) in den Tithon-Cenoman-Kalken des Platowouna. - Balkenlänge 1 m, Geländepunkt 259.
- Abb. 3: Kleine Scholle aus Rotpeliten und pelagischen Oberkreide-Kalken, die am Platowouna-E-Rand in der großen Abschiebungszone zu den Flysch-Konglomeraten im E hängengeblieben ist. - Geländepunkt 280, vgl. Abb. 23.

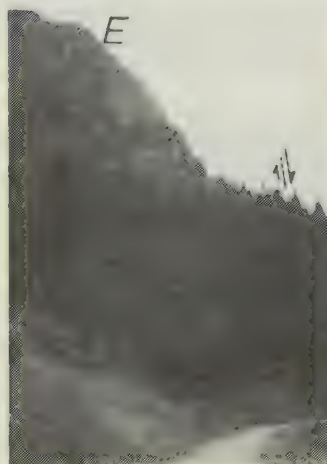
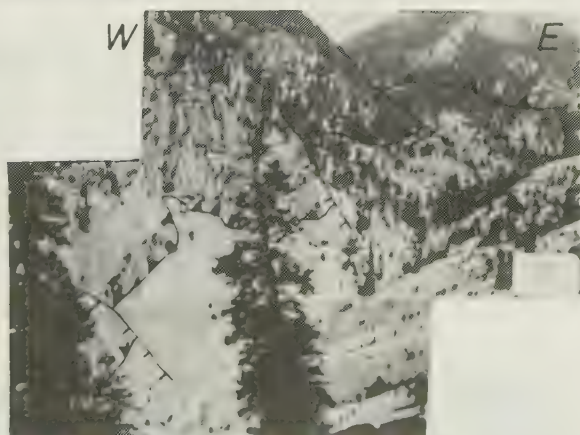
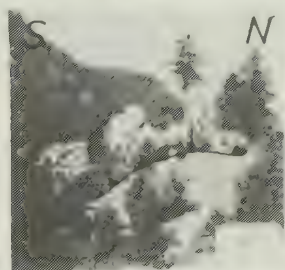
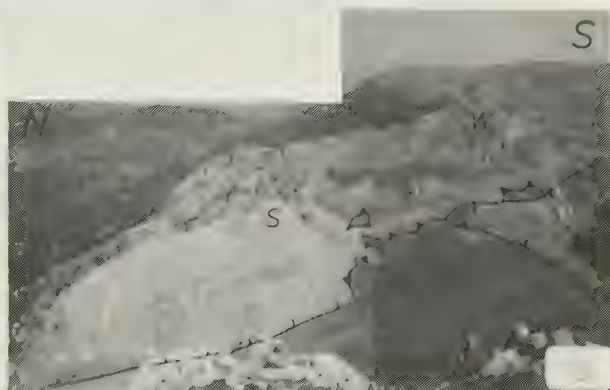
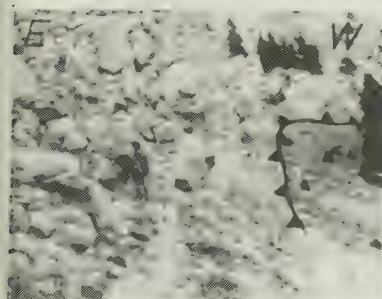
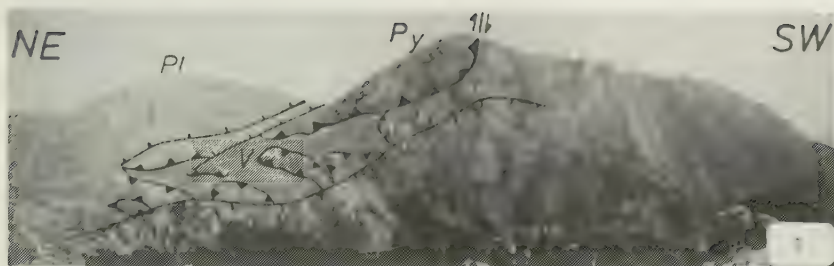


T a f e l IX

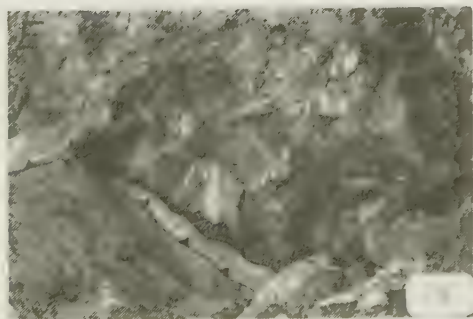
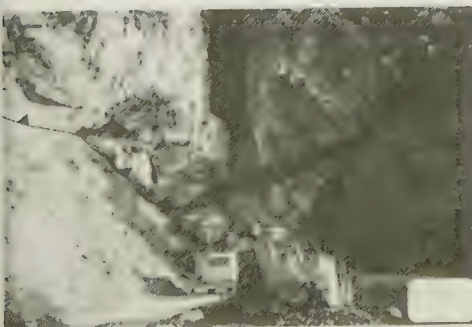
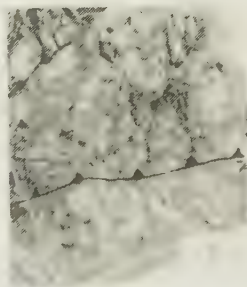
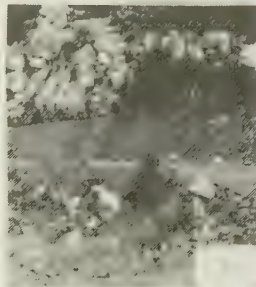
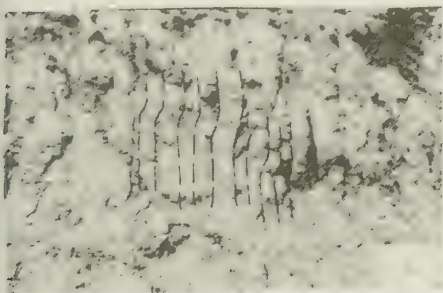
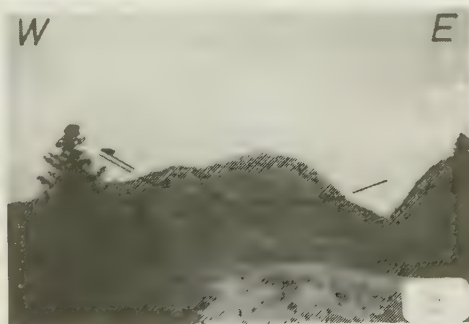
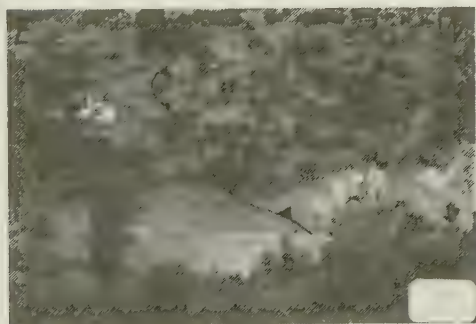
- Abb. 1: Blick vom Platowouna nach W auf die NW bis N vergente Antiklinalstruktur der Pyramida.
- Abb. 2: Faltenstruktur am E-Hang der Pyramida. - Balkenlänge 2 m, Geländepunkt 345/504, vgl. D 46
- Abb. 3: Blick vom Pyramida-Gipfel nach N auf die Flysch-Fenster der Vathya Lakka (V) und des Lazostales (L) und auf die Pirgos-Kalke (P). Im Hintergrund der N' Xerowouni-Gipfel (X) und die groÙe subpelagonische Deckscholle des Iti-Gebirges (I).



- Abb. 1: Blick vom Pirgos nach SE auf die Pyramida (Py), das Flysch-Fenster der Vathya Lakka (V) und die Platowouna-Kalke (Pl).
- Abb. 2: Mächtige Überschiebungsbrekzie unmittelbar an der Überschiebungsbahn der Wotsikas-Stamata-Kalke im E auf den Lazos-Flysch im W. - Geländepunkt 538.
- Abb. 3: Blick vom Pirgos auf das Flysch-Fenster des Lazostales (L) und auf die im E angrenzenden Stamata-(S) und Wotsikas-Kalke (W).
- Abb. 4: Kleine im Flysch isolierte, allochthone Kalkscholle am N-Rand der Parnass-Giona-Kalke. - Geländepunkt 547.
- Abb. 5: S-Rand der S' Xerowouni-Kalke, die dem Flysch des Lazostales auflagern; Überschiebungsbahn ist durch jüngere Abschiebungen versetzt. - Geländepunkt 533.
- Abb. 6: Kalke der Parnass-Giona-Zone sind bei Triakaphylia an ihrem W-Rand auf den Olonos-Pindos-Flysch des Mornostales überschoben; Überschiebungsbahn ist durch jüngere Abschiebungen versetzt. - Geländepunkt 521.



- Abb. 1: Blick vom Mornostal nach SE auf den W-Rand der Parnass-Giona-Kalke (S' Xerowouni-Gipfel = X). Die nächst tiefere Geländestufe wird von quaritär verbackenen Kalkschuttbrekzien (q) aufgebaut.
- Abb. 2: Auflager einer kleinen, dem N' Xerowouni-Gipfel vorgelagerten Kalkscholle auf den Flysch der Depression von Stromi-Kaloskopi am Fahrweg von Stromi nach Sikea (N' außerhalb des Arbeitsgebietes).
- Abb. 3: Blick vom Mornostal nach N auf eine unmittelbar den N' Xerowouni-Kalken benachbarte, subpelagische Deckscholle (bei Kotronaki).
- Abb. 4: Verbiegung von Q-Klüften im Flysch unmittelbar am N-Rand der Parnass-Giona-Kalke (Hammer liegt auf der ss-Fläche). -
Geländepunkt 431/548, vgl. D 125 und D 127.
- Abb. 5: Überschiebungsbahn einer kleinen im Flysch isolierten Kalkscholle, die dem N-Rand der Parnass-Giona-Kalke vorgelagert ist. -
Geländepunkt 568.
- Abb. 6: Auf Flysch-Rotpelite aufgeschobene Parnass-Giona-Kalke an deren N-Rand. -
Geländepunkt 568.
- Abb. 7: N-Rand der Parnass-Giona-Kalke auf Flysch-Rotpeliten. -
Geländepunkt 570, vgl. D 130 und D 131.
- Abb. 8: Ausschnitt aus Abb. 7 mit Mylonitzone an der Schubfläche. -
Balkenlänge 1 m.



Lebenslauf

Name	Heinz-Otto Nöth
Geboren am	6.2.1954
Geburtsort	Würzburg
Eltern	Otto Nöth Frieda Nöth, geb. Drechsler
Staatsangehörigkeit	deutsch
Verheiratet seit	24.1.1975 mit Christa Nöth, geb. Möckel
Kinder	Stefanie und Johannes Nöth
Schule	1956 - 1960 Grundschule in Nürn- berg 1960 - 1969 Neues Gymnasium in Nürnberg
Abitur am	28.6.1969
Geologie-Studium ab	WS 1970/71 an der Friedrich- Alexander-Universität, Erlangen
Lehrer	Prof. Dr. W. SCHWAN, Prof. Dr. E. FLÜGEL, Prof. Dr. F. ZINZER, Prof. Dr. T. ERNST, Prof. Dr. H.-J. KU- ZEL, Prof. Dr. K. POLL, Prof. Dr. A. ZIESS, Prof. Dr. J. T. GROISS, Dr. G. HOLLAU, Dr. W. BAUSCH u.a.
Diplom-Arbeit	1972 - 1976 in Mittelgriechenland bei Prof. Dr. W. SCHWAN
Geologie-Diplom am	25.11.1977
Promotionsstudium	1977 - 1978 als Stipendiat nach dem Graduierten-Förderungsgesetz
Beschäftigt mit	1.7.1978 als wissenschaftlicher Mitarbeiter im Bundes-Forschungs- vorhaben "Kohlenvorratsberechnung" am Geologischen Landesamt von Rheinland-Pfalz in Krefeld



